ISSN 0366-0909

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 71

ГЕОС

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА, № 71, 2011

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY

ГЕОС

# BULLETIN
# OF COMISSION
# FOR STUDY
# OF THE
# QUARTERNARY

## № 71

## Bulletin was founded in 1929

Editorial Board:
doctor of geological and mineralogical sciences
YU.A. LAVRUSHIN (editor-in-chief)
candidate of geological and mineralogical sciences
I.M. KHOREVA
candidate of geological and mineralogical sciences
I.A. CHISTYAKOVA

MOSCOW
GEOS
2011

# БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

## № 71

## Бюллетень основан в 1929 г.

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН (главный редактор)
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА
кандидат геолого-минералогических наук
И.А. ЧИСТЯКОВА

МОСКВА
ГЕОС
2011

УДК 551.7/8
ББК 26.323
Б 98

**Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 71. – М.: ГЕОС, 2011. – 148 с.**
**ISBN 978-5-89118-535-7**

В данном номере бюллетеня содержатся новые материалы по различным проблемам четвертичной геологии и палеогеографии. Особое внимание уделено проблемам датирования четвертичных образований как ключевому методу решениях многих проблем четвертичной геологии. Затрагиваются также вопросы, касающиеся газогидратов (углеводородного сырья), генезис которых в континентальных условиях связан природными обстановками четвертичного периода.

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, геоэкологов, археологов и других специалистов, изучающих проблемы четвертичного периода.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), А.А. Величко, Н.Г. Судакова,
И.А. Чистякова, И.М. Хорева, С.М. Шик

**Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 71. – M.: GEOS, 2011. – 148 p.**
**ISBN ISBN 978-5-89118-535-7**

The present volume contains new materials on different problems of Quaternary geology and palaeogeography. Special attention has been paid to problem of Quaternary sediment dating. This method is key instrument for solution of the Quaternary geology problems. Also there is the material devoted to natural gas hydrates, which were formed in the Arctic continental areas during Quaternary period.

The issue is addressed to geologists, paleontologists, palaeogeographers, geoecologists, archeologists and other specialists, studying the Quaternary fields.

Editorial board:
Yu.A Lavrushin (Editor-in-chief), A.A. Velichko, N.G. Sudakova,
I.A. Chistyakova, I.M. Khoreva, S.M. Shik

© Российская Академия наук, 2011
© ГЕОС, 2011

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 71, 2011 г.

# АБСОЛЮТНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

**В.С. Шейнкман**

## Введение

Несмотря на имеющиеся достижения в области возрастной диагностики горных пород и слагаемых ими образований, ситуация на поприще абсолютного датирования геологических объектов остается непростой. Недавно одним известным российским исследователем после анализа ситуации с датированием горных пород во введении к его хорошо обоснованной с геологических позиций работе весьма эмоционально было высказано следующее замечание: «Автор данной статьи не является специалистом по методам абсолютной геохронологии. Совсем, даже, наоборот.... Нижеследующий текст, поэтому, следует рассматривать как отчаянную попытку разобраться во всей той физико-химической зауми, при помощи которой к нашим любимым кембриям и ордовикам «привешивают» абсолютные датировки».

Не имеет значения, кто автор приведенных строк – подобное могли бы озвучить многие исследователи, поскольку в этом эмоциональном высказывании отображена суть того положения, которое сложилось в науке в области геохронометрии. Особенно в отечественной науке, поскольку в России ситуация осложнена и тем, что большой урон аналитической базе геологических исследований был нанесен в 1990-е гг., когда много лабораторий возрастной диагностики было закрыто и до сих пор не восстановлено.

В принципе высказывание, подобное приведенному, может быть отнесено к любому отрезку геологической истории. В нашем случае оно всецело затрагивает область четвертичных исследований, одной из весьма острых и актуальных проблем которых сегодня является абсолютное датирование изучаемых комплексов. Тем более что на основе временной привязки этих комплексов экстраполируется тренд и строится прогноз развития окружающей среды, а от степени детализации и надежности выявления событий плейстоцена зависит верность проводимых построений.

Приходится признать, что в России с инструментами возрастной диагностики образований четвертичного периода действительно положение сложилось особенно непростое. Ибо наряду с отмеченным сокращением аналитических исследований и нелегкой ситуацией в плане их поддержания на современном уровне немалую роль играет еще и географический фактор – к сложностям проведения работы организационного характера здесь добавляется необходимость ее осуществления часто в труднодоступных малоосвоенных районах Сибири. Это требует больших затрат средств и труда на пробоотбор, и у исследователей, естественно, складывается особое, ревностное отношение к отобранным образцам, ибо они для них имеют релевантный характер, поскольку повторить их отбор в случае необходимости часто бывает невозможно. Кроме того, значительная часть территории Сибири занята горными сооружениями, а плейстоценовые комплексы во многих случаях представлены мерзлыми толщами, что при применении к ним инструментов возрастной диагностики требует разработки специальных подходов.

В результате нередко возникает патовая ситуация. С одной стороны, поскольку на экстраполяции данных абсолютного датирования четвертичных комплексов проводится реконструкция хода развития окружающей среды и создается основа ее прогностики, такие материалы крайне необходимы, и исследователи тратят на их получение изрядные усилия и средства. С другой стороны, получить сегодня в требуемом объеме надежные данные возрастной диагностики для значительной части изучаемых объектов крайне трудно – как физически, так и в плане недостаточной разработки методической базы.

Хотелось бы подчеркнуть, что применительно к геологическим исследованиям основа целого ряда теоретических и практических отечественных разработок в области абсолютного датирования четвертичных пород была заложена намного раньше, чем за рубежом. В частности, это касается наиболее перспективного, на наш взгляд, термолюминесцентного (ТЛ) датирования, которое было хорошо обосновано с базовых позиций российскими физиками еще в 1960-е гг. [Фок, 1964; Антонов-Романовский, 1966; Физическая энциклопедия, 1990] и впервые в геологических исследованиях было применено именно в бывшем СССР. Уже в конце 1960-х гг. пионерные лаборатории такого рода параллельно были созданы в Москве и Киеве [Морозов, 1968; Шелкопляс, 1974; Шлюков и др., 1990; Morosov, 1968]. В 1980-е гг. их сеть стала существенно расширяться, включая создание лабораторий в Сибири, но в 1990-е гг. практически все они были закрыты, и только сейчас началось восстановление утраченных позиций [Шейнкман и др., 2009; Шейнкман, Мельников, 2011].

Если взглянуть на коренную суть проблемы, она будет состоять в том, что методы, традиционно применяемые для датирования плейстоценовых образований, имеют узкий диапазон охвата и в отношении набора датируемых объектов, и в отношении временного интервала изучаемых событий. Для возрастной диагностики значительной части четвертичных комплексов большинство методов просто непригодно, и, кроме того, среди применяемых способов определения абсолютного возраста горных пород далеко не все методы хорошо отработаны. В результате многие изучаемые толщи в возрастном отношении оказываются или «немыми», или полученные по ним датировки носят единичный и противоречивый характер, из-за чего даже появляются радикальные призывы прекратить датирование тем или иным методом, поскольку его результаты не устраивают определенного автора.

Другой крайностью является то, что порой исследователи, не вникая в суть проблемы и не обращая внимания на необходимость учета особенностей работы соответствующим методом в условиях конкретных регионов, начинают слепо копировать и внедрять зарубежные технологии, далеко не всегда приемлемые в ситуации, присущей таким регионам. Особенно это касается Сибири, большая часть территории которой относится к области многолетнемерзлых пород (ММП), причем в изрядной части приуроченных к горным территориям, что требует при датировании четвертичных образований детально учитывать специфику формирования изучаемых комплексов.

Нужно сказать и об определенном информационном голоде, имеющим место в России в данной области знаний. Последний всесторонний обзор по проблеме датирования четвертичных образований, выполненный российскими исследователями, был опубликован четверть века назад в [Руководство…, 1987]. Лишь недавно по этой тематике в издательстве «Техносфера» вышел в свет на русском языке перевод книги Гюнтера Вагнера [2006], опубликованной в 1995 на немецком языке, и переведенной в 1998 г. на английский язык [Wagner, 1998]. Безусловно, этого крайне мало. Тем более что, хотя упомянутая монография Г.А. Вагнера это добротное исследование, в нем отсутствует анализ результатов российских авторов, за исключением двух разделов, касающихся дендрохронологии, в приложении к русскоязычному изданию [Вагнер, 2006]. Еще один, третий раздел приложения – о технологии УМС-AMS (ускоренной масс-спектрометрии – accelerator mass spectrometry) – написан В.А. Величко, но он ныне является гражданином Австралии и тоже не касается исследований в России. Главное же то, что материалы к основной монографии Г.А. Вагнера собирались в конце 1980-х – начале 1990-х гг., так что на момент выхода в свет русскоязычного издания этой монографии [Вагнер, 2006] многие из включенных в нее данных значительно устарели. Кроме того, перевод текста в ней иногда буквален и порой сделан без учета того, что на русском языке понятийный аппарат озвучивается по-иному, что затрудняет восприятие материала.

Из последних изданий весьма полезна вышедшая в 2005 г. в издательстве «Wiley» монография известного исследователя квартера Майка Уолкера [Walker, 2005], которая ныне активно распространяется в англоязычном варианте среди специалистов в области четвертичной геологии. В ограниченном объеме распространяется она в англоязычном варианте и в России – перевод ее на русский язык пока не планируется, и, повторим, всего этого крайне мало.

Для сравнения ситуации можно привести данные о том, что публикуется за рубежом. Геологическая служба США, например, регулярно, раз в несколько лет, публикует обширные отчеты с детальным обзором ведущих специалистов этой страны о последних достижениях в области датирования горных пород, причем эти отчеты на правах монографии свободно распространяются во всех странах. Регулярно публикуются на английском языке и многие иные, помимо упомянутой работы [Walker, 2005], обзоры подобного характера [Dating Quaternary Sediments…, 1988; Luminescence and ESR dating…, 1997; Dating and earthquakes: review …, 1998; Liritzis, 2000]. Учи-

тывая, что в России отмеченные издания для широкого круга исследователей далеко не всегда доступны, отечественное информационное поле в этом плане, на фоне крайне малого количества переводной литературы, тем более выглядит явно ненасыщенным, и подобная нехватка необходимой информации тоже мешает развитию датирования и применению новых методик.

Нужно также отметить, что наряду с методическими ограничениями, обусловленными рамками собственно геохронометрических технологий, правильной интерпретации данных мешает недостаток, а порой и просто отсутствие взаимодействия между пользователями результатами датирования и его исполнителями. В целом при любых видах датирования горных пород в их развитии выделяют определенный процесс, в котором выявляется и анализируется компонента, правомочная, с позиций физико-химической сути этого процесса, интерполироваться как временной критерий. Однако специалисты, непосредственно изучающие этот процесс, не всегда учитывают особенности геологических явлений, вносящих существенные коррективы в ход выделенной временной составляющей, а пользователи результатами датирования – не всегда вникают в суть геохронометрических технологий, чтобы внести необходимые поправки для соответствующей корректировки временного критерия. Причем со стороны пользователей нередко проявление некоторой легкости в отношении к правилам отбора и хранения образцов, хотя эти правила могут быть очень строгими, особенно у новых методов датирования, в которых в качестве вещества-таймера часто исследуется материал с весьма высокой чувствительностью к внешнему воздействию.

В сложившейся ситуации, с какими бы сложностями не было связано освоение и применение технологий абсолютного датирования четвертичных комплексов, реальные результаты будут возможны только тогда, когда пользователи ими будут вникать в суть технологий, а их разработчики – осознавать ход используемых как временной критерий процессов, протекающих в горных породах. Другого выхода нет, тем более что в области датирования четвертичных пород специалистов в России ныне крайне мало.

Исходя именно из такой постановки вопроса, автор, изучая четвертичные явления, освоил необходимые для их полноценного исследования методики датирования, и, накопив уже многолетний опыт в этой области, параллельно с непосредственным изучением плейстоценовых отложений занимается в настоящее время и поиском альтернативных существующим решений проблемы их возрастной диагностики. И, поскольку автор сам участвовал в создании новых разработок и продолжает проводить исследования в этой области, в предлагаемой статье освещаются, также, те из разработок такого рода, по которым уже в разных районах имеется опыт применения с положительными результатами.

В целом настоящая статья подготовлена как результат работы, проведенной автором по поручению Комиссии по изучению четвертичного периода РАН, по генерализации как ранее опубликованные автором блоков данных, так и недавно обобщенной им информации. В том числе в аспекте тех вопросов, что были затронуты на последнем конгрессе INQUA (Bern, 2011) и на 7 Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода (Апатиты, 2011). В статью включены все имеющиеся на сегодня результаты сделанного автором анализа ситуации, освещается суть и опыт применения существующих сегодня методов датирования образований плейстоцена и проводится оценка перспектив использования различных средств возрастной диагностики в четвертичных исследованиях. Особый акцент сделан при этом на приемлемости в Сибири соответствующих технологий датирования четвертичных отложений.

## Технологии датирования и их суть

На сегодня сутью основных геохронометрических технологий является анализ присущего многим горным породам свойства радиоактивности и изучение сопутствующих ей процессов. Опосредованные методики, опирающиеся на иные свойства горных пород, работают весьма избирательно, хотя, порой, также дают неплохие результаты. Например, это можно сказать о варво-циклитном анализе, опирающемся на математическое моделирование процесса седиментации при участии тонкодисперсных отложений. Первоначально метод был назван нано-циклитным анализом [Афанасьев, 1987]. Но, в силу того что префикс «нано» сегодня озвучивается в ином смысле, вместо него в освещаемых автором исследованиях [Шейнкман и др., 2009; Шейнкман, Мельников, 2011; Sheinkman, 2011] стал использоваться префикс «варво», который более точно отражает смысл данной методики, поскольку в ней анализируется соотношение толщин ленточных отложений. Будучи активно используемым в Сибири в 1980-х – начале 1990-х гг. [Афанасьев, Архипов, 1990], после начавшегося затем резкого спада четвертичных исследований в России метод оказался как-то забыт. Хотя об оправданности его применения речь шла на многих конференциях по изучению квартера. В частности, на 3 Всесоюзном совещании по изучению четвертичного периода (Таллинн,

1990) было даже предложено сделать этот метод способом геохронологического контроля в спорных ситуациях. Автором, например, с помощью варво-циклитного анализа совместно с С.Л. Афанасьевым был получен ряд важных возрастных определений для контроля ТЛ датировок на Алтае [Шейнкман, 2002; Sheinkman, 2011].

Можно привести и другие примеры в свое время неплохо зарекомендовавших себя, но ныне редко применяемых в России методов. К сожалению, их носители сегодня нередко имеют преклонный возраст и отходят от дел, а новое поколение исследователей пока не всегда в состоянии воспринимать методики подобного рода. Поэтому будем делать акцент на известных, широко применяемых сегодня, методах и тех видах возрастной диагностики четвертичных образований, перспектива внедрения которых в России реальна и может принести пользу в ближайшем будущем.

Касательно технологий, опирающихся на изучение в горных породах свойств радиоактивности нужно, прежде всего, сказать о специфике восприятия выявляемой с их помощью временной компоненты. Эта специфика заключается в том, что анализ данной компоненты может осуществляться принципиально разными способами, что влечет за собой, соответственно, применение различных, причем кардинально, правил отбора, транспортировки и хранения образцов (рис. 1). Иными словами, используя единую суть – явление радиоактивности, – основные методы возрастной диагностики горных пород отличаются друг от друга не только по принципу датирования, но и по технике его исполнения и правилам отбора необходимых для датирования образцов. На основании этих различий все методы можно объединить (рис. 1) в две группы – *радиометрических и дозиметрических технологий.*

Методы, представленные в первой группе, используют явление радиоактивности, фиксируя следствие *радиации – излучения определенного радионуклида, выделенного в изучаемой породе в качестве таймера* посредством учета его радиоактивного распада. Отсюда название – *технологии радиометрического датирования.* Тогда как методы, представленные во второй группе, используют явление радиоактивности как бы наоборот, фиксируя *иррадиацию – облучение определенных минералов*. В этом случае учитывается не радиоактивный распад радионуклидов, а *приобретение минералами новых свойств в результате поглощения ими некоторой дозы радиации*, излученной теми радионуклидами, что в той или иной мере практически всегда присутствуют в горных породах. Отсюда название: *дозиметрические методы*.

К сожалению, исследователями, желающими получить оценку возраста изучаемых ими толщ как можно быстрее и проще, отмеченная спец-

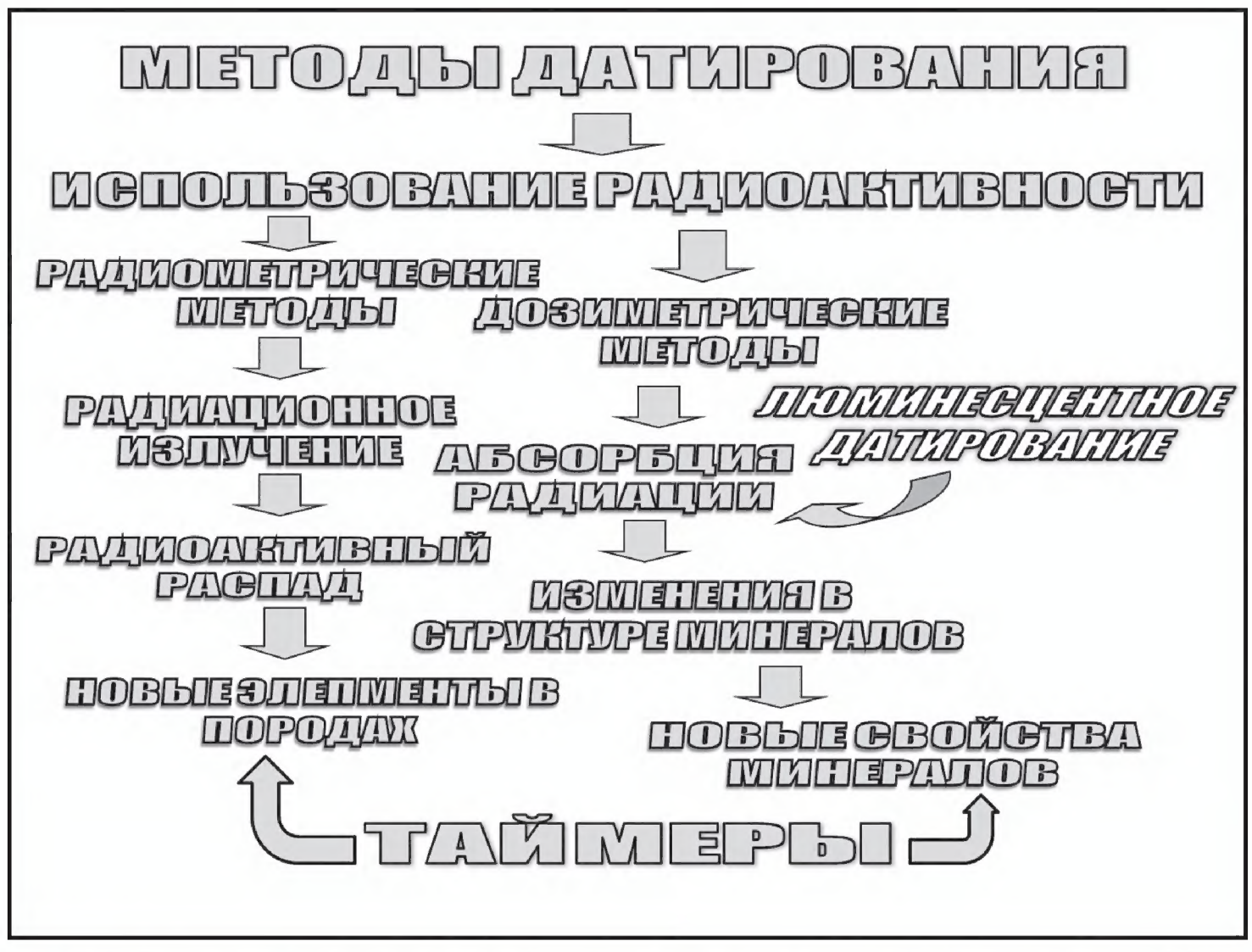



**Рис. 1.** Схема соподчиненности методов абсолютного датирования горных пород и используемых ими свойств радиоактивности

ифика осознается далеко не всегда, что вносит путаницу в изложение ими материала и непонимание коллег. Поэтому сначала кратко остановимся на сути основных, использующих свойство радиоактивности, технологий датирования, сделав акцент на тех из них, что с позиций накопленного на сегодня опыта наиболее приемлемы при проведении четвертичных исследований и подчеркнув, какие моменты при этом крайне важно осознать. Опыт использования методов радиометрического датирования более длительный, поэтому начнем с них.

### *Методы радиометрического датирования*

Представленные в данной группе методы, используя явление радиоактивности и фиксируя следствие излучения определенного радионуклида, выделенного в изучаемой породе в качестве таймера, опираются, как было отмечено выше, на учет последствий радиоактивного распада этого радионуклида. Главным технологическим требованием в данном случае является нахождение радионуклида-таймера в исследуемой породе как в закрытой системе, не позволяющей ему, в силу собственных особенностей развития породы, подвергаться воздействию извне. Т.е. – чтобы с момента появления радионуклида-таймера в исследуемой горной породе в процесс не вмешивались посторонние факторы, которые нарушали бы строгость учета результатов радиоактивного распада. Если эти правила соблюдены, то соотношение материнских и дочерних элементов в образце исследуемой породы – итог радиоактивного распада радионуклида-таймера – может быть интерпретировано как критерий времени нахождения этого таймера в изучаемом объекте.

Нужно сразу отметить, что, хотя впервые радиометрическое датирование было применено Эрнестом Резерфордом еще в начале XX столетия и ныне считается наиболее надежным способом возрастной диагностики горных пород, даже полученные таким образом результаты порой вызывают острые дискуссии. Причина в том, что в исследуемых породах нечасто встречаются содержащие радионуклид-таймер системы, которые удовлетворяли бы правилу их закрытости. В силу чего, несмотря на наличие во многих объектах теоретически пригодных для датирования различных радионуклидов, их использование из-за встречающихся нарушений закрытости отмеченных систем оказалось жестко ограничено. Ибо только в идеале используемые радиоактивные элементы из рассматриваемой системы не вымываются и не улетучиваются, а уменьшение их количества происходит только за счет радиоактивного распада, все продукты которого остаются внутри данной системы.

В природе такие идеальные ситуации практически не встречаются, и при использовании выбранного радионуклида-таймера лишь подразумевается, что его распад идет без особых помех и с постоянной скоростью. Поэтому цель исследователя – зная условия образования помех, свести их влияние к минимуму. Когда же это осуществить невозможно, применение соответствующего радионуклида и сам метод приходится отвергать. Безусловно, желание исследователей располагать данными возрастной диагностики в необходимом для них объеме понятно. Однако подчеркнем еще раз: несмотря на то, что на сегодня радиометрические технологии в плане их применения для абсолютного датирования горных пород наиболее надежны, исследователи должны осознавать, что им и в этом случае нужно, прежде всего, вникнуть в суть соответствующей методики и строго придерживаться ее правил.

Наиболее известен из радиометрических методов, чаще применяем при изучении четвертичных образований и лучше отработан методически предложенный еще в 1946 г. Уиллардом Либби, радиоуглеродный анализ [Libby, 1955]. В нем в качестве радионуклида-таймера используется космогенный изотоп $^{14}C$, который накапливается в тканях растений и животных вместе с обычным углеродом $^{12}C$. В живых растениях и организмах соотношение внутри них изотопа $^{14}C$ с обычным углеродом $^{12}C$ обычно такое же, как в атмосфере. Однако после отмирания органики потребление углерода ее тканями прекращается, и внутри биологических остатков как в закрытой системе начинается распад изотопа $^{14}C$, итоговое соотношение которого с продуктами распада и обычным углеродом $^{12}C$ позволяет достаточно точно определять возраст пород, в которых произошло захоронение этих остатков. На сегодня это один из наиболее надежных способов датирования образований квартера (правда, только позднеплейстоценовых). Хотя и по поводу его применения порой возникают споры, метод настолько отработан, что возникающие помехи в работе его таймера можно, по крайней мере – в значительной части случаев, учесть и внести необходимые поправки. Как избежать того, чтобы не использовались образцы, в которых могло произойти видоизменение накопленного в органике радионуклида-таймера или их заражение «чужим» углеродом, написано большое количество работ, и здесь на этом не будем останавливаться.

Отметим другое – наличие «чистых» $^{14}C$-датировок позволяет проводить калибровку и тестирование других, менее надежных методов

абсолютного датирования четвертичных образований. Это сегодня крайне важно, поскольку поиск новых технологий возрастной диагностики горных пород происходит весьма активно, и они нуждаются в проверке хотя бы во временном интервале позднего плейстоцена, поскольку пределы датирования $^{14}C$-методом ограничены временными границами этой части квартера.

В принципе, предельно допустимое для учета уменьшение концентрации изотопа $^{14}C$ в исследуемых образцах могло бы позволить, теоретически, датировать их во временном интервале примерно до 100 тыс. лет. Однако на практике из-за технических сложностей учета малых содержаний изотопов и продуктов их распада это пока нереально. На обычных радиоуглеродных установках лимитом надежных определений является в среднем возраст лишь 40–50 тыс. лет. Существенно увеличить этот предел, причем – используя очень малые, в доли миллиграммов, навески, позволило внедрение упомянутой выше методики УМС-AMS. Однако приблизиться к теоретически возможному интервалу радиоуглеродного датирования все еще не удалось – выполненные и по технологии УМС-AMS $^{14}C$-датировки пока редко превышают величины в 70-75 тыс. лет.

Внедрение УМС-AMS-технологии позволило плодотворно использовать для определения возраста и другие космогенные изотопы. Хотя о результатах в большинстве случаев пока говорят осторожно, поскольку в природе редко соблюдаются главные условия радиометрического датирования – изначального отсутствия в образце дочерних продуктов распада, закрытости содержащих радионуклид-таймер систем (обеспечивающих невозможность процесса приноса-выноса как исходных, так и дочерних компонентов) и реальности учета возникающих помех. Тогда как недоучет и, тем более, игнорирование этих условий приводит к большому разбросу получаемых датировок, тем более что в данном случае приходится иметь дело с крайне малым содержанием изотопов, подсчет которых проводится, чуть ли не поштучно.

Тем не менее, на практике применение технологии УМС-AMS по результатам датирования по ряду содержащихся в горных породах изотопов уже характеризуется неплохими статистическими показателями. В первую очередь это относится к использованию космогенного изотопа $^{10}Be$, обычно анализируемого в паре с космогенным изотопом $^{26}Al$, накапливающихся в кварце в поверхностных слоях содержащих его пород.

Нужно сказать, что кварц в аспекте датирования применяется в разных геохронометрических технологиях. Это один из самых широко распространенных, химически чистых и стойких минералов, и в плане радиометрии по $^{10}Be$ и $^{26}Al$ он интересен тем, что эти, появляющиеся в кварце под воздействием космического облучения (в процессе расщепления ядер кислорода и кремния) изотопы оказываются в практически полностью закрытой системе. Первый из них распадается с образованием в итоге устойчивого элемента $^{10}B$, второй – $^{26}Mg$. Однако период полураспада у $^{10}Be$ составляет более 1,5 млн. лет, а у $^{26}Al$ – более 0,7 млн. лет, так что их нарастающее со временем содержание в приповерхностных слоях исследуемых пород может надежно служить временным критерием определенных событий в течение большей части плейстоцена.

Однако данный метод очень сложен, поскольку в $^{10}Be/^{26}Al$ технологии фиксируются весьма тонкие механизмы в процессе формирования горных пород, что требует соответствующего технического оснащения. Достаточно сказать, что в умеренных широтах в 1 г кварца в приповерхностных, экспонированных космическим лучам горных породах за год накапливается всего 3–5 атомов $^{10}Be$, и в России хоть и началось создание первых установок УМС-AMS, систем, способных работать с такими малыми содержаниями изотопов, к сожалению, пока еще нет. Тогда как анализ в зарубежных лабораториях на датирование по $^{10}Be/^{26}Al$, как и закупка за рубежом для этих целей готовых установок УМС-AMS, обходится очень дорого, что ограничивает применение метода. Сегодня он фактически используется только в работах, проводимых совместно российскими и зарубежными исследователями, когда сторона, представляющая зарубежных партнеров, берет аналитическую составляющую исследований на себя.

Тем не менее, $^{10}Be/^{26}Al$-метод весьма эффективен, и сегодня он широко используется. Главное, чтобы при его использовании соблюдалось условие переустановки начального состояния системы-таймера на нуль – тогда это позволяет достаточно уверенно, причем перекрывая практически весь плейстоцен, определять время экспонирования изучаемых пород космическому излучению.

Установка на нуль в данном случае означает выход на дневную поверхность еще не подвергавшихся космическому облучению слоев изучаемых горных пород. Поскольку космические лучи проникают в содержащую кварц породу неглубоко, и с глубиной содержание исследуемых изотопов быстро уменьшается, используется для пробоотбора на данный вид анализа только кварц из приповерхностного слоя пород. Лучше всего, чтобы быть уверенным в валидности последующей датировки, использовать только примерно 5-см слой с поверхности переустановленных изначально на нуль обнаженных пород – скал или отдельных каменных глыб.

Хорошо подходят оказавшиеся на дневной поверхности содержащие кварц породы в обнажениях, возникших во время событий, вызвавших выход соответствующих слоев на дневную поверхность и правомочных быть тогда датируемыми. Например – в результате землетрясений, которые могут тогда быть фиксированы по времени изотопами $^{10}Be/^{26}Al$, накопившимися в стенках скальных блоков, раскололтых в процессе соответствующих сейсмических событий. Пригодны также открытые невыветрелые поверхности обломков пород вытаявшей из-подо льда основной морены и непосредственно стенки трогов, освободившихся ото льда после сокращения ледников. При этом доппускается постулат, что перед экспонированием внешний слой на таких поверхностях был содран в процессе ледниковой эрозии, и в свежем слое, после его выхода на открытое пространство, под воздействием космического облучения начинается накапливание отмеченных изотопов, количество которых надежно покажет время экспонирования (рис. 2).

При выборе исследуемых поверхностей нужно только учитывать, что открытость объектов могла в прошлом нарушаться появлением каких-либо природных экранов между космическими лучами и исследуемой поверхностью. Кроме того, даже крупные обломки пород могут (вследствие подмыва, например) переворачиваться, блокируя прежде открытую поверхность и подставляя облучению другую, прежде закрытую сторону. Поэтому лучше всего для датирования данным методом подходят объекты в областях с сухим и холодным климатом, где сток большую часть года законсервирован, а снега (который может экранировать космические лучи) немного, и он сдувается со скальных поверхностей, оставляя исследуемые слои открытыми (рис. 2).

Поскольку $^{10}Be$ – радионуклид, осуществляются попытки использовать его свойства и в плане применения к нему стандартного подхода радиометрического датирования, т.е. посредством поиска закрытых систем, в которых в результате какого-то события может оказаться минимально необходимое для последующих измерений количество этого изотопа. И тогда, в обычном порядке, сравнивая количество материнских и дочерних элементов, можно было бы зафиксировать возраст соответствующего события. Действительно, $^{10}Be$ образуется и в атмосфере – за счет расщепления под воздействием космических лучей ядер азота и кислорода, и затем, выпав на землю с атмосферными осадками, может накапливаться в некоторых отложениях и почвах. Но все упирается в отмеченные выше требования последующего нахождения

**Рис. 2.** Отбор проб на $^{10}Be/^{26}Al$ с поверхности обломков позднеплейстоценовой морены; Алтай – 2011 г.

радионуклида в закрытой системе, или по крайне мере в системе, где внос/вынос изотопов можно было надежно учитывать каким-то способом.

Принимая во внимание полуторамиллионный период полураспада радионуклида $^{10}$Be, использовать его не только в скальных породах, но и в отложениях, конечно, заманчиво. Но нужно признать, что пока все известные попытки такого рода к появлению надежных возрастных определений не привело. Кроме того, в любом случае все эти подходы нуждаются в развитии сети установок УМС-AMS с разрешающей способностью, позволяющей учитывать малое количество элементов в изучаемых породах, а таких установок сегодня в России нет.

Среди радиометрических методик, использующих для датирования четвертичных образований другие радионуклиды, также есть работающие весьма неплохо. Однако их применение, как и в случае опосредованных методов, все-таки очень избирательно, поскольку трудно найти системы, в которых соблюдаются отмеченные выше условия. В частности, весьма продуктивно оказалось применение в качестве таймера радионуклидов по урановым сериям при датировании осадков Мертвого моря [Stein et al., 1997], где используется чередование слоев U-содержащего арагонита и блокирующих их слоев гипса. Неплохо работает методика по урановым сериям и при изучении сталактитов-сталагмитов, но, повторим, все это частные случаи – избирательного, а не широкого применения.

Так что, подводя итог в обзоре радиометрических методов датирования четвертичных образований, можно сказать, что в целом к технологиям широкого применения сегодня можно причислить пока только те, что используют изотоп $^{14}$C в захороненной органике и радионуклиды $^{10}$Be/$^{26}$Al, накапливаемые в поверхностных слоях содержащих кварц пород, обнажившихся во время соответствующего события. На сегодня этим технологиям нет альтернативы. Особенно в аспекте того, что при использовании в них «чистых образцов» благодаря большой степени независимости отражающего ход временной компоненты процесса, в котором она тогда выделяется, достигается высокая точность возрастных определений, в силу чего их можно использовать для калибрования опорных точек в целях отработки других методик датирования.

Кроме того, важным достоинством данных методик является простота пробоотбора. Так в случае$^{14}$C-датирования достаточно отобрать подходящую органику и высушить ее в тени. А при $^{10}$Be/$^{26}$Al-датировании – сделать небольшой скол с выделенной для возрастного определения, невыветрелой скальной поверхности (рис. 2), чтобы в обломке содержалось примерно около полкилограмма кварца – лучше, поэтому, сразу раздробить образец до мелкопесчаной фракции, а затем в полученной навеске провести сепарацию кварцевой составляющей. Остается упаковать, затем, образцы практически в любую тару и отправить в лабораторию, но при этом учесть, что последующая обработка образцов требует в данном случае сложного технического оснащения, а эксплуатация подобной техники очень дорога и трудоемка. В силу чего стоимость одной $^{14}$C-датировки составляет сегодня как минимум $150, а в случае датирования по $^{10}$Be/$^{26}$Al она повышается в несколько раз, почти на порядок. И хотя ныне в России намечается существенное расширение сети установок радиоуглеродного датирования нового поколения, и в Новосибирском Академгородке практически создана для работы с изотопом $^{14}$C первая в России система УМС-AMS, этого явно недостаточно. Поэтому параллельно развитию технологий радиометрического датирования идет поиск альтернатив.

В настоящее время предложить альтернативы могут методы, использующие технологии дозиметрического датирования. Рассмотрим их (рис. 1), сделав акцент на тех, что на наш взгляд наиболее перспективны и приемлемы для применения, в том числе в условиях Сибири. Отметим только еще раз, что, несмотря на использование свойств радиоактивности, дозиметрические технологии – иной тип датирования, кардинально отличающийся от радиометрического и по принципу датирования, и по технике его исполнения, и по правилам пробоотбора.

## *Технологии дозиметрического датирования*

### *Общая характеристика и основные методические приемы*

Острая необходимость в результатах возрастной диагностики четвертичных отложений, ограниченность потенциала технологий радиометрического датирования и высокая стоимость получаемых с их помощью датировок потребовали разработки таких методов, которые оперировали бы широко распространенными среди горных пород таймерами, охватывали большой временной диапазон и при этом оставались надежными. Достижения в области приборостроения позволили в середине прошлого века учитывать очень тонкие изменения в минералах, и в итоге и были разработаны методы, также использующие явление радиоактивности, но, как было отмечено выше – наоборот. Иными словами, приходится опираться на учет не распада радионуклидов, а приобрете-

ние определенными минералами новых свойств в результате поглощения ими некоторой дозы излучения различных радионуклидов, которые в той или иной мере практически всегда присутствуют в горных породах.

Как и в случае радиометрических методов, среди используемых дозиметрических технологий также выделяются те, что работают избирательно, по отдельным типам горных пород и сложенных ими образований, и те, что оперируют минералами-таймерами, которые могут работать по широкому спектру объектов исследования. К числу первых принадлежит метод электронно-парамагнитного или – другое его название – электронно-спинового резонанса (ЭПР-ESR), неплохо работающий по карбонатным (особенно содержащим известковые органические реликты) и некоторым другим породам. К числу вторых относятся методы стимулированной люминесценции, преимущественно работающие по мелкозему пород, содержащих силикаты. Хотя пользователи результатами датирования не очень любят вникать в суть его технологий, в данном случае остановиться на этой сути подробно просто необходимо, поскольку дозиметрические технологии оперируют очень тонкими механизмами в развитии минералов, и должно быть понятно, насколько важно учитывать их и соблюдать методические требования.

Достоинство дозиметрических методов в их значительном диапазоне датирования, существенно превышающем интервал временного охвата радиоуглеродным методом (обычно это сотни тысяч лет, у некоторых дозиметрических технологий – до миллиона лет и больше) и использовании в качестве таймеров минералов, широко распространенных в четвертичных образованиях. Недостаток – высокая чувствительность дозиметрических свойств минералов-таймеров к изменениям внешней для них среды и возможность ощутимой трансформации этих свойств под воздействием подобных изменений. Это крайне важно осознать исследователям.

Подчеркнем: не всякий минерал, способный абсорбировать радиацию и приобретающий новые свойства при поглощении продуктов радиоактивного излучения, может быть надежным дозиметром – носителем информации о величине полученной им дозы облучения, и не каждый минерал-дозиметр может служить хорошим таймером. Из чего следует – необходимы тщательный учет внешних, для исследуемых образований, воздействий на минерал-таймер и принятие во внимание степени их влияния на конечный результат датирования. В противном случае будет иметь место неопределенность возрастных определений и большой разброс датировок.

В этом плане нужно отметить, что острые дискуссии, связанные с применением дозиметрических методов, большей частью как раз и происходят из-за желания исследователей упростить, или даже игнорировать учет помех, влияющих на дозиметрический процесс. Нередко происходит так, что, результаты дозиметрического датирования критикуются из-за большого разброса получаемых с его помощью возрастных определений, а когда впоследствии проводится детальный анализ этих данных, оказывается, что чаще всего они являются итогом элементарного нарушения правил пробоотбора. С разбором подобных ситуаций автору приходилось выступать не раз [Шейнкман, 2008; Шейнкман и др., 2009; Шейнкман, Мельников, 2011; Sheinkman et al., 2011], тем не менее, в ходе дебатов порой продолжают озвучиваться не только сетования на отмеченную выше «заумь» методик, но, порой, и призывы прекратить пользование некоторыми из них.

Поэтому поставим акцент еще раз на том, что если исследователи хотят оперировать валидными возрастными определениями, то нет иного способа получить их, как посредством вникания в упомянутую «заумь» методик, налаживания тесного контакта между пользователями результатами датирования и его разработчиками, и тщательного соблюдения соответствующих методических правил. В первую очередь – правил пробоотбора и хранения образцов. Ибо эти правила в случае дозиметрического датирования особенно строги, и в изрядной степени именно их нарушение вызывает разброс датировок.

Излучение, которое поглощают минералы-дозиметры, характеризует слабый радиационный фон, формируемый радиоактивными элементами, в той или иной мере всегда содержащимися в любых четвертичных породах. Причем подавляюще большую долю этого фона из всего перечня известных природных радионуклидов определяет лишь ограниченное их число – изотопы, входящие в радиоактивные семейства U и Th, а также практически постоянно присутствующий в породах изотоп $^{40}K$. Что касается космического облучения, которое также создает свой фон, то его можно игнорировать, потому что оно воздействует только на приповерхностные слои горных пород, которые в данном случае удаляются перед проведением пробоотбора.

Учитывая, что перераспределение основных радионуклидов в уже отложенных породах происходит редко, а влияние кратко живущих изотопов относительно невелико (в любом случае всегда можно выбрать блоки пород, где оно минимально), радиационный фон в исследуемых отложениях для основного, по крайней мере, отрезка квар-

тера с определенной долей допустимости можно считать постоянным. Ибо период полураспада превалирующих радионуклидов заведомо больше этого отрезка: у $^{235}U$ он составляет – 0,7 млрд. лет, у $^{40}K$ – 1,3 млрд. лет, у $^{238}U$ – 4,46 млрд. лет и у $^{232}Th$ – 14 млрд. лет.

Нужно только принимать во внимание, что внутри пород радионуклиды распределены беспорядочно и величина активности радиационного поля будет меняться от места к месту, характеризуя только конкретную точку в толще изучаемых пород. Знать эту величину при расчетах возрастных определений необходимо, поэтому сразу отметим ***первое правило*** дозиметрического датирования: *для каждого образца в точке его отбора нужен свой, тщательно проведенный инструментальный замер активности радиационного поля.*

Причем нужно учитывать, что все приборы-радиометры имеют отличия. Поэтому используемый исследователями инструмент должны проходить сверку с тем инструментом, которым пользуются исполнители датирования.

Никакие усредненные обобщения при замере величины радиационного фона неуместны – они приводят к неопределенности и разбросу датировок. В частности, это касается процедуры усредненного вычисления интенсивности облучения минерала-дозиметра в отбираемом образце по содержанию радионуклидов. Как отмечалось, важно иметь в виду, что уже в соседних точках изучаемого образования, буквально в нескольких сантиметрах от точки пробоотбора, интенсивность облучения может быть совершенно иной, хотя отбираемый образец получает интегрированную дозу облучения от блока пород диаметром около 1,5 м (см. ниже).

Все эти процедуры, конечно, осложняют и сам пробоотбор, и технологию датирования в целом. Но, повторим, усредненные показатели неуместны – они приводят к неопределенности датировок. Тем более что отечественной промышленностью в настоящее время освоен выпуск высокоточных полевых радиометров, которые несложно приобрести, таких, как, например, используемый автором настоящей статьи радиометр ДКС-96. Эти радиометры вполне пригодны для данных целей и, по опыту автора, ничуть не уступают аналогичным популярным американским моделям типа RAM DA-2000 и др., которые стремятся приобрести исследователи.

Изменения в минералах-дозиметрах, используемые в дозиметрических технологиях датирования, обусловлены появлением блуждающих по кристаллической решетке этих минералов электронов, получивших под воздействием фоновой радиации добавочную энергию. Дальнейшая жизнь таких электронов порождает в минералах явления и процессы, параметры которых могут быть измерены специальной аппаратурой и интерпретированы как отражение временной компоненты, поскольку количество таких электронов зависит от сроков облучения минерала.

Поскольку используемые в данном случае минералы являются диэлектриками, в обычном состоянии электроны в них прочно привязаны к валентным оболочкам. Но в радиационном поле, под воздействием бомбардировки минерала-дозиметра продуктами радиации, ситуация меняется. Те электроны, на которые натолкнулись излученные радионуклидами частицы и кванты, становятся (получив от них, таким образом, добавочную энергию) возбужденными и порой могут срываться со своих мест, где образуются дырочные положительные электрические заряды. Некоторое время (оно характеризует метастабильное состояние электронного ансамбля) электроны будут блуждать по кристаллу минерала-дозиметра, однако атрибутом используемых минералов является наличие в структуре их кристаллической решетки иных (кроме дырочных) точечных областей с положительным электрическим зарядом – центров захвата электронов. Их называют ловушками электронов (о природе ловушек подробней будет отмечено в разделе о люминесцентных методах). Есть среди них ловушки со слабым захватом – их называют мелкими, и есть с достаточно большой удерживающей силой – их называют глубокими.

Отражая тенденцию электронного ансамбля вернуться в стабильное состояние, свободные электроны стремятся к рекомбинации – встречая дырки, часть из них удерживается ими, т.е. возвращается в валентную зону. Но другая часть электронов надолго попадает в глубокие ловушки. Иными словами, последние будут служить основой дозиметрического часового механизма, поскольку возбужденные электроны по мере их появления попадают в эти ловушки, постепенно заполняют их и могут удерживаться ими весь датируемый период. Но в отличие от обычных, постоянно заводящихся, часов дозиметрический механизм может работать только до тех пор, пока ловушки не будут заполнены.

Количество отмеченных ловушек определяется структурой минерала-дозиметра. Если они были каким-то образом опустошены, и затем в новообразованных породах началось их заполнение, этот процесс, собственно, и может быть используемым как дозиметрический часовой механизм, работающий до тех пор, пока ловушки не заполнятся. Отсюда пределы датирования соответствующим минералом-дозиметром. У силикатов время максимального заполнения ловушек исчисляются

первыми сотнями тысяч лет, у карбонатов – уже миллионами (по крайней мере – первыми миллионами) лет.

Поскольку любой часовой механизм должен иметь точку отсчета, из обозначенного выше вытекает ***второе правило*** дозиметрического датирования – *минерал-дозиметр исходно должен быть выведен на нуль, и только затем может быть пригоден в роли таймера*. Таким образом, выполняющий роль таймера минерал-дозиметр исходно должен быть отбелен: приведен в состояние, когда все его ловушки максимально опустошены. Важно подчеркнуть, что использование в качестве часового механизма накопление электронов в ловушках должно исходно начинаться именного с этого состояния.

Следовательно, в качестве таймеров могут быть, прежде всего, использованы новообразованные минералы-дозиметры, например – те, что содержатся в органо-карбонатных, пещерных известково-натечных (сталактиты-сталагмиты), вулканических и некоторых других породах. А также те минералы-дозиметры, которые могли быть переустановлены в ходе своего развития на нуль, подвергшись воздействию, которое принуждает электроны в ловушках покинуть их и отдать при этом энергию, полученную ими при облучении. В этом случае в песчинках минерала-дозиметра стирается временная информация, содержавшаяся в нем прежде в виде накопленной за определенный период дозы облучения, а также доза облучения, полученная минералом когда-то любым иным путем – они характеризуют прогенетичесую память минерала-таймера (рис. 3).

Известно два, надежно обнуляющие минералы-таймеры, воздействия. Первое – обжиг горных пород при высокой температуре: в процессе изготовления керамики, воздействия на отложения лесных пожаров, раскаленной лавы и т.п. Второе воздействие – активное пронизывание минералов ультрафиолетовыми лучами, которое наиболее эффективно происходит в результате переноса эолового материала до его отложения или перевеивании мелкозема ветром. Поэтому лучше всего в качестве переустановленных таким способом на нуль пород подходят для дозиметрического датирования лессы. Неплохо отбеливается также мелкозем косового и дельтового аллювия, но только в определенной ситуации: когда отдельные небольшие струи перемывают песчинки, поворачивая их и, тем самым, подставляя солнцу с разных сторон, а затем оставляя на осушенной поверхности, т.е. без экранирования песчинок водной пленкой. В течение нескольких дней такая процедура стирает в песчинках минерала-дозиметра всю содержавшуюся в нем прежде прогенетическую память. Нужно только, чтобы фракция мелкозема была не крупнее 0,25 мм, иначе пронизывание песчинок ультрафиолетовыми лучами не будет эффективным.

Что касается быстро погребаемых отложений – склоновых, ряда ледниковых и др., а также постоянно экранированных от солнца осадков – подповерхностных, субаквальных, пещерных и т.д., пусть и содержащих необходимую фракцию

**Рис. 3.** Принцип дозиметрического датирования в случае переустанавливаемых на нуль (отбеливаемых) образцов

мелкозема, песчинки в нем не проходят должную обработку ультрафиолетовым светом. Величина содержащейся в минералах-дозиметрах прогенетической памяти в этом случае всегда остается неопределенной, и, соответственно, тогда не может быть вычислена поглощенная ими последующая доза радиации (рис. 4).

Подчеркнем: все подобные отложения отбраковываются сразу, и никакие упрощения здесь неуместны – они ведут к искажению и неопределенности датировок. Например, исполнители датировок [Власов, Куликов, 1977,1987] при датировании плейстоценовых ледниковых отложений на Алтае (затем эти датировки были включены в схему [Разрез…]) за условный нуль древних основных морен брали величину остаточной прогенетической памяти в моренах современных ледников. Хотя последние находились порой в десятках километров от места расположения древних морен. Такой подход некорректен уже в своей основе, поскольку заметно меняет интенсивность облучения минерала-таймера разброс радионуклидов даже в соседних, в нескольких сантиметрах друг от друга, точках одного разреза, не говоря о разных толщах. Естественно все подобные датировки были впоследствии обозначены как невалидные, а повторное, проведенное автором по более совершенной методике датирование выявило, что исследованные отложения в несколько раз моложе [Шейнкман, 2002].

Отмеченное не означает, что ледниковые отложения нельзя датировать подобным способом вовсе. Если имеют дело с бывшей поверхностной мореной, например, то вполне пригодны для датирования песчаные линзы, формируемые «в тени» потока талой воды за крупными валунами. В этом случае песчинки из морены, перемываемой мелкими струйками на солнце, успевают исходно пройти достаточное для отбеливания экспонирование под ультрафиолетовым облучением. Подходит и ряд собственно водно-ледниковых отложений – тех, в которых также имеет место процесс исходного отбеливания.

Нужно отметить, что порой в литературе встречаются упоминания о том, что вывод на нуль – стирание в минерале-дозиметре прежней временной информации – происходит также при механическом дроблении обломков горных пород и выплеске энергии во время резких тектонических движений. Для проверки автором был проведен эксперимент, в процессе которого отобранные образцы специально подвергались механическому дроблению вплоть до пылеватой фракции. Он показал, что содержащаяся в них временная информация после такого воздействия не меняется.

Аналогичный эксперимент был проведен для оценки появления возможного отбеливающего воздействия в процессе тектонических движений. Использовалось датирование классических сейсмитов (слоев осадочных пород, смятых во время землетрясений) в районах постоянного проявления активных сейсмических процессов – в Горном Алтае и в котловине Мертвого моря (рис. 5).

**Рис. 4.** Пример предварительного обследования объектов на пригодность для дозиметрического датирования; Израиль, 2007 г.

**Рис. 5.** Сейсмиты (смятые и дислоцированные в результате землетрясений осадки) в разрезах датированных отложений в котловине Мертвого моря; Израиль, Июль, 2008 г.

Результат был однозначен: возрастные определения одних и тех же слоев внутри сейсмитов и вне их различались лишь в пределах обычной для датирования погрешности.

Регулятором дозиметрического часового механизма является активность радиационного поля, в котором находится минерал-дозиметр. Однако точно измерить этот параметр инструментально можно только сегодня. Встает вопрос: чтобы быть правильно показывающим время, рассмотренный часовой механизм должен быть отлаженным, и насколько исследователи могут быть уверены, что у соответствующих пород величина активности радиационного поля, в котором находится минерал-дозиметр, будучи измеренной как параметр сегодня, в качестве устойчивой характеристики изучаемых отложений может быть распространена на весь датируемый период?

Иными словами, после запуска дозиметрический часовой механизм должен находиться в радиационном поле, обеспечивающем постоянную скорость появления возбужденных электронов и заполнения ими ловушек и каким-то образом должны соблюдаться определенные нормативы, гарантирующие это обеспечение. Им отвечает ***третье правило*** дозиметрического датирования. Оно заключается *в проведении тщательного предварительного обследования изучаемых объектов с целью выявления и последующего отбора для датирования лишь тех из них, которые содержат минерал-таймер не только исходно отбеленный, но и облученный затем в радиационном поле с не менявшейся активностью на протяжении, по крайней мере, большей части датируемого периода.*

Прежде всего, блок изучаемых пород должен быть монолитным, поскольку по трещинам могут мигрировать подвижные радионуклиды, например – газ радон. Кроме того, нужно вообще избегать пород, в которые потенциально могли проникать кратко живущие радионуклиды. Тот же радон имеет период полураспада всего 3,8 суток, но обладает высокой радиоактивностью – зафиксировать его появление в соответствующее время практически невозможно, но, периодически появляясь и быстро распадаясь, он может изрядно изменить общую дозу поглощенной минералом-дозиметром радиации.

Кроме того, необходимо иметь в виду, что даже в случае установления стабильности источника излучения оно еще не обозначает стабильность собственно облучения минерала-дозиметра, выбранного в качестве минерала-таймера, поскольку между ним и излучателем могут возникать различные фильтры. В первую очередь нужно обратить внимание на увлажненность пород, так как даже связанная вода, обволакивая частицы минерала-дозиметра, принимает на себя существенную долю направляемого к нему потока радиации. Появляясь и исчезая, фильтр такого рода изрядно меняет степень облучения песчинок минерала-таймера, из чего следует, что могут быть датированы лишь те породы, что не претерпели больших колебаний

влажности/льдистости. В этом плане очень удобны для датирования многолетнемерзлые толщи (вне сезонно-талого слоя), поскольку без оттаивания нарушить их монолитность или изменить величину льдистости/влажности не просто. Если же обследование изучаемых образований покажет, что в датируемый период их увлажненность могла существенно меняться (например – в обстановке прибрежных комплексов), такие объекты должны отбраковываться. Особенно, если есть подозрение, что исследуемые породы находились под периодическим воздействием подземных вод, которые нередко содержат растворенные радионуклиды.

Встает другой вопрос: что же делать, когда значительная часть отложений не является мерзлыми и формируется в режиме обводнения? Выход один – из исследуемых отложений выбираются тогда только те, что после осушения находились в состоянии с постоянной влажностью в течение большей части датируемого периода. В крайнем случае, если эта их характеристика остается невыясненной, в результаты датирования должны будут внесены поправки на большую погрешность. Приведем два примера из опыта автора.

В котловине Мертвого моря им изучались аллювиальные толщи, исходно обводненные, но затем перешедшие в состояние с малой влажностью [Sheinkman, 2002; Sheinkman, Shlukov, 2001]. Поскольку этот район находился на всем протяжении квартера в сухих субтропиках, в итоге исходное состояние пород практически не повлияло на результат их датирования. Второй пример – когда изучались образования ледникового комплекса на Алтае [Шейнкман, 2002]. Тогда датировались изначально обводненные осадки, но только те из них, что вскоре после своего исходного отложения были, благодаря активной тектонике, значительно подняты над днищем долин и затем, находясь в условиях сухих степей и полупустыни, не испытали больших колебаний увлажненности. В итоге их первичная увлажненность практически не повлияла на результаты датирования.

Подчеркнем, учесть все помехи в работе дозиметрического часового механизма невозможно. Нивелировать их влияние, чтобы не вносить в датирование существенный элемент неопределенности, реально только посредством статистического контроля датировок, по крайней мере – применяя методику статистики малых величин. В этом случае датировки-выбросы надежно фиксируются, и снимается вопрос о случайности получаемых возрастных определений. Отсюда вытекает ***четвертое правило*** дозиметрического датирования: *на изучаемом объекте должен проводиться не единичный, а серийный отбор образцов – желательно вдоль и поперек исследуемого слоя, позволяющий проводить статистический контроль получаемых возрастных определений хотя бы на уровне статистики малых величин* [Шейнкман, 2002; Шейнкман и др., 2009, 2011; Sheinkman et al., 2011].

Можно отметить и другие правила дозиметрического датирования, но они касаются уже собственно технологий определения возраста горных пород и сложенных ими образований. Поэтому речь об этих правилах пойдет при освещении соответствующих методик. Но прежде чем перейти к сути этих методик, напомним, что она у всех дозиметрических методов одна – это анализ заполнения ловушек в минерале-дозиметре, выбранного в качестве таймера, электронами, появляющимися в минерале под воздействием радиации, и только способ подсчета заполненных ловушек характеризует отличия подходов.

Причем нужно понимать, что заполнение ловушек это процесс динамического равновесия. Ведь бомбардировка атомов частицами радиоактивного распада не идет избирательно – эти частицы соударяются не только с электронами на валентных оболочках. Могут попасть они и в те электроны, что захвачены ловушками, обусловливая частичную их утечку на этих ловушках – это явление названо радиационным федингом (от английского слова «fading», означающего постепенное исчезновение). Если бы не было этого явления, пределы дозиметрического датирования были бы намного больше.

### *ЭПР-ЭСР метод*

Упомянутый выше ЭПР-ЭСР метод использует для датирования процесс накапливания в минерале, под воздействием поглощенной им радиации, электронов с изменившимся спином. Название и понятие «спин» появилось на основе английского слова «spin», означающего « вращение, кружение» – из-за того, что ранее предполагалось, что электрон подобен вращающемуся волчку, и данная величина будет характеристикой такого вращения. Затем с позиций квантовой механики электрону стали приписывать собственный момент количества движения, и именно с ним ныне отождествляют понятие «спин». Но в нашем случае важна не суть устоявшегося названия, а то, что электрон является заряженной частицей, и при вращении вокруг своей оси – спиновом движении – у него возникает магнитное поле, т.е. он остановится элементарным магнитом, свойства которого позволяют учитывать электроны, попавшие в ловушки. Отсюда корень «спин» в термине и аббревиатуре ЭСР, которые превалируют в зарубежной литературе.

Второе название метода связано с парамагнитными свойствами используемых минералов-

таймеров. Напомним, что парамагнетизм, как свойство вещества намагничиваться во внешнем магнитном поле, обусловлено наличием у вещества-парамагнетика магнитных моментов – физического параметра, характеризующего магнитные свойства вещества. Карбонаты и силикаты, обычно используемые в ЭПР-ЭСР датировании, не являются магнитами, но под воздействием радиации они могут накапливать некоторый потенциал магнитных свойств за счет появления в кристаллах возбужденных электронов. Так в кристаллической решетке карбонатов электроны, как правило, образуют пары, и тогда их магнитные моменты компенсируют друг друга. Но когда в минералах, при поглощении ими части энергии фонового радиационного поля, появляются возбужденные электроны, эти частицы, став свободными, не спаренными, после блуждания по кристаллической решетке захватываются ловушками, в которых образуются парамагнитные центры. Ибо каждая из ловушек захватывает только по одному электрону, и, будучи не спаренным, такой электрон создает свой магнитный момент. В силикатах поддающиеся подсчету парамагнитные центры также формируются при захвате ловушками свободных электронов.

Так или иначе, число парамагнитных центров в кристалле отмеченных минералов будет являться в данном случае функцией времени их облучения, и вопрос использования этого фактора может быть решен посредством нахождения способа подсчета таких центров. Нужно сказать, что появилась технология подсчета парамагнитных центров задолго до применения свойств ЭПР-ЭСР в датировании. Она была создана еще в 1944 г., когда известным российским физиком Е.Г. Завойским было открыто явление электронно-парамагнитного резонанса (отсюда другое название данной технологии датирования). Суть этого явления в том, что парамагнитный образец, помещенный в постоянное магнитное поле, может поглощать энергию подаваемого на него переменного электромагнитного поля. Этот процесс имеет избирательный – резонансный – характер и может наблюдаться лишь при определенном, достаточно надежно фиксируемом соотношении между напряженностью постоянного магнитного поля и частотой переменного электромагнитного поля [Завойский, 1990].

Хотя разработка Е.Г. Завойского была оценена как переворот во многих областях физики, и ныне учреждена международная премия имени этого выдающегося исследователя, для возрастной диагностики горных пород ЭПР-ЭСР метод был предложен, лишь, спустя четверть века после открытия собственно явления ЭПР-ЭСР. Точкой отсчета считаются публикации известного исследователя в области дозиметрии и абсолютного датирования Э. Целлера, который сначала в статье с коллегами [Zeller et al., 1967], а затем в персональной статье [Zeller, 1968] представил методику подсчета образующихся в минерале-дозиметре парамагнитных центров в целях использования его как таймера. В течение двух десятилетий после этого было некоторое затишье в применении ЭПР-ЭСР технологии датирования, но затем началось, к сожалению – преимущественно за рубежом, активное внедрение этой технологии в практику четвертичных исследований [Grun, 1989; Ikeya, 1993, 1994; Rink, 1997; Molodkov, 1996, 2001]

Применение данной технологии спектроскопии минералов, как метода датирования, показало, что лучше всего она работает по карбонатам. В случае новообразованных органогенных пород это будет, например, карбонат в зарождающихся раковинах моллюсков, зубной эмали и костях живых существ и т.п. В случае новообразованных неорганических образований пригодны вновь возникшие пещерные формы, например – известковые сталактиты и сталагмиты. А в случае переустановленных на нуль пород – карбонат в артефактах из прошедшей обжиг керамики или в измельченных отложениях, исходно перевеянных или перемытых на солнце, например – в песке из ракушечника.

Некоторый позитивный опыт накопился уже и при ЭПР-ЭСР датировании по кварцу содержащих его новообразованных вулканических пород – их использование в последние годы осуществляется, в частности, и в России [Богатиков, 2002; Шабалин, 2002; Вяткин, 2007]. Однако в целом набор пород, которые можно таким образом датировать, все-таки, очень ограничен. Делаются попытки распространить ЭПР-ЭСР метод и на более широкий круг минералов-дозиметров, включив в их число различные типы карбонатов и силикатов, однако их использование пока сопровождается значительным числом невалидных датировок, и возрастные определения такого рода еще не получили широкого распространения. Тем более что, как и в случае радиометрических методов, технология ЭПР-ЭСР очень трудоемка и дорога, и эксперименты с различными минералами-дозиметрами требуют значительных средств, которые далеко не всегда есть в распоряжении исследователей.

В принципе, когда имеют дело с новообразованными минералами или дозиметрами, надежно переустановленными на нуль, метод ЭПР-ЭСР, обладает достаточно высокой точностью. При датировании по карбонатам во временном диапазоне он перекрывает практически весь плейстоцен, и, что крайне важно, в этом случае ЭПР-ЭСР технология датирования может использоваться

при работе по значительному спектру морских отложений, что имеет большое значение при изучении четвертичных образований в Сибирском секторе Арктики. Намного перекрывая временной рабочий диапазон радиоуглеродного метода, наиболее часто применяемого для диагностики событий квартера, пусть и с помощью отдельных возрастных определений, технология ЭПР-ЭСР датирования позволяет надежно датировать достаточно древние четвертичные толщи. В том числе в целях тестирования возрастных определений, получаемых иными, прежде всего, экспериментальными дозиметрическими методами, что крайне важно для развития базы датирования четвертичных отложений.

Длительное время в бывшем СССР направление ЭПР-ЭСР датирования наиболее активно разрабатывалось в Эстонии. Тем не менее, в России сегодня действует несколько ЭПР-ЭСР установок, и хотя они большей частью загружены в плане спектрометрии, направленной на исследования иных свойств горных пород, в отечественной литературе, как уже было упомянуто, тоже стали появляться материалы о свежих разработках в области ЭПР-ЭСР датирования. В частности – при датировании по кварцу вулканических пород Эльбруса [Богатиков, 2002; Шабалин, 2002; Вяткин, 2007].

Вместе с тем, стоимость проведения подобных работ очень высока. Она примерно того же порядка, что и стоимость радиометрического датирования по $^{10}Be/^{26}AL$, в силу чего в отечественной литературе данные ЭПР-ЭСР датирования приводятся не часто. Поэтому усилия исследователей продолжают быть направленными на поиск новых технологий возрастной диагностики четвертичных отложений, опирающихся на изучение дозиметрических свойств. На наш взгляд, сегодня в этом плане наиболее перспективны методы стимулированной люминесценции. Хотя они и носят пока еще экспериментальный характер, но именно в них заложена основа на переход к доступным и недорогим по стоимости определениям абсолютного возраста изучаемых объектов при сохранении надежности этих определений. Перейдем к рассмотрению таких технологий.

### *Технологии стимулированной люминесценции*

#### *Общая характеристика и имеющиеся подходы*

В первую очередь следует отметить, что все технологии стимулированной люминесценции требуют учета еще более тонких механизмов в процессе развития минералов-дозиметров, чем в вышеописанных случаях. Изучение таких механизмов сегодня нередко осуществляется с помощью подходов на основе использования и экспериментальной аппаратуры, и экспериментальных методов дозиметрической диагностики, что, естественно, не уменьшает дискуссионность проблемы датирования данным способом.

Однако поиск альтернатив сложным и дорогим методам, не позволяющим работать по широкому спектру четвертичных отложений и не дающим возможность проводить серийный отбор образцов из-за высокой стоимости возрастных определений, сегодня крайне необходим. Поэтому, прежде всего, постараемся разобраться в причине ведущихся в отношении люминесцентных технологий дискуссий о их надежности и снять их основные болевые моменты.

Если в ЭПР-ЭСР технологии в основном используются карбонаты, то в технологиях стимулированной люминесценции наиболее пригодными оказались силикаты: кварц и полевые шпаты. По своей природе данные минералы являются не только дозиметрами, но и люминофорами: при определенном воздействии захваченные в их ловушках электроны покидают их, и при этом испускаются кванты света – фотоны. Возникает свечение – люминесценция, отсюда и название технологий – *стимулированной люминесценции.* Хотя сила этого свечения крайне невелика, сегодня с помощью специальной аппаратуры его можно фиксировать и с высокой точностью измерить. Оценивая, как и в случае ЭПР-ЭСР технологии, количество возбужденных электронов, захваченных в ловушках кристаллов используемых минералов-таймеров, и переходя, таким образом, к оценке временного критерия, отражаемого данным процессом.

Воздействием-стимулятором, вызывающим свечение рассматриваемых люминофоров, может быть принудительный подвод к ним тепла при определенной температуре или направленный, с определенной длиной волны, световой луч – способ стимулирования отражается в названии соответствующей методики. При использовании теплового воздействия это будет технология термической люминесценции (ТЛ). При воздействии светового луча с определенной длиной волны – оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ), в разных, в зависимости от спектра облучения, вариантах: инфракрасной, зеленого света и др. – тогда к аббревиатуре ОСЛ добавляются соответствующие буквы – ИК, З и т.д.

Все технологии стимулированной люминесценции используют диспергированные силикаты песчано-супесчаной (реже – более мелкой, алеврито-пелитовой) фракции, которые широко распространены среди четвертичных отложений и теоретически позволяют датировать практически любые из слагаемых ими пород. Но, как и в

остальных технологиях датирования, здесь тоже нужно принимать во внимание реальность помех в системе учета временной компоненты, из-за чего у данных методов есть свои, причем очень жесткие ограничения. Тем не менее, в случае решения этой проблемы, т.е. нахождении способа учета отмеченных помех, становится возможным датировать четвертичные отложения с достаточно высокой точностью и по широкому их спектру. Обычно – в пределах первых сотен тысяч, но в отдельных случаях до миллиона лет, а иногда и больше – когда радиационное поле в толще исследуемых пород имеет очень малую интенсивность, и, соответственно, будет мала скорость заполнения ловушек минерала-дозиметра. Причем приемлемы для люминесцентного датирования те из отложений, которые недоступны для возрастной оценки другими способами временной привязки изучаемых комплексов.

Наибольшее распространение получила технология термического стимулирования люминесценции, которая была применена в датировании намного раньше других. Она используется уже более полувека в археологии, а с конца 1960-х гг. и в геологии. Пальма первенства в первом случае принадлежит американским, а во втором – украинским и российским исследователям. И хотя вокруг ТЛ метода идет много дебатов, ему нет альтернативы. Вопрос заключается не в обсуждении целесообразности его внедрения и использования, а в осознании исследователями необходимости вникания в суть метода, чтобы избежать негатива заложенных в нем, как и в любом ином методе, недостатков. Так или иначе, ТЛ метод отработан лучше других, и на наш взгляд имеет при проведении датирования четвертичных отложений наибольшую перспективу.

Явление термически стимулированной люминесценции минералов было открыто Робертом Бойлем еще в 1663 г., но в датировании оно начало применяться лишь в середине прошлого века. Только тогда благодаря развитию прецизионной техники стало возможным фиксировать стимулированную люминесценцию на уровне малых энергий и интерпретировать ее выплеск как адекватный дозе радиации, поглощенной минералами-дозиметрами ТЛ сигнал. Впервые ТЛ метод в целях датирования использовался для археологических объектов, и сделано это было в середине прошлого века исследователями в США [Daniels et al., 1953]. В данной области метод стал активно использоваться за рубежом [Kennedy, Knoph, 1960; Aitken et al., 1964], поскольку археологи часто имели дело с артефактами из керамики, в которой частицы минерала-дозиметра исходно были надежно переустановлены на нуль после обжига. Ибо в начале использования технологии именно поиск надежно отбеленных, исходно, материалов считался главной проблемой.

Для того чтобы использовать метод в геологии потребовалась разработка специальных приемов, нацеленных на использование минералов-дозиметров, исходно отбеленных иным способом. Впервые для изучения геологических объектов применение ТЛ метода было начато в СССР. Оно было обосновано. Г.В. Морозовым, и в конце 1960-х гг. им в Киеве, и параллельно А.И. Шлюковым в Москве, были созданы первые лаборатории ТЛ датирования четвертичных отложений. Однако Г.В. Морозова, к сожалению, вскоре не стало, некоторое время его дело продолжал В.Н. Шелкопляс, но затем ТЛ лаборатория на Украине была закрыта, и больше не восстанавливалась [Морозов, 1968; Шелкопляс, 1974; Шлюков и др., 1990; Morosov, 1968]. Что касается России, ТЛ датирование активно развивалось здесь до середины 1990-х гг.: тогда было организовано несколько лабораторий, в том числе в Сибири, где первая из них в 1985 г. была создана автором настоящей статьи. Но потом и здесь большинство лабораторий было закрыто. Иными словами, СССР поначалу занимал лидирующие позиции в данной области науки, но потом, к сожалению, многие из них были утрачены.

Следует отметить, что с началом активного использования ТЛ метода наряду с валидными датировками пошел вал явно неправдоподобных результатов, поскольку ряд тонкостей и влияющих на ТЛ процесс помех тогда еще не был понятен. В поисках выхода исследователи пошли разными путями. За рубежом, где метод был рожден, если брать отсчет от начала его применения в археологии, решили, опираясь на успехи в приборостроении, не менять доставшуюся от использования в археологии изначальную физическую сущность подхода (о ней – чуть позже). Законсервировав ее, там пошли по пути инженерного решения проблемы – насыщения лабораторий все более усложняющейся дорогой аппаратурой и внесением, с ее помощью, корректив в возрастную составляющую.

В нашем случае, когда автор со своими коллегами стал восстанавливать позиции ТЛ датирования в России, подобных возможностей не было, и, как часто бывает, именно это дало положительный эффект [Шейнкман, 1995, 2002; Шейнкман и др., 2009, 2011; Sheinkman, 2002, 2011]. Было решено вникнуть глубже в суть прежней методики и, разобравшись в ней более детально, понять: возможно, в ней самой изначально были заложены просчеты. Кроме того – постараться избавиться от сложных дорогостоящих процедур и сделать технологию люминесцентного да-

тирования надежной, доступной по стоимости возрастных определений и позволяющей вести серийный отбор образцов. Это потребовало значительных усилий, средств и времени, но в итоге они были оправданы, поскольку, сохраняя достоинства метода, был найден путь, как изжить исходно заложенные в нем негативы.

Главная проблема заключалась в том, что, поскольку люминесценция представляет собой весьма сложное явление, использовать ее как временной критерий можно лишь в случае ясного распознания в минерале-дозиметре характера его ловушек. Принимая во внимание спорность имевшихся ранее, часто – неправдоподобных, датировок по разным минералам-дозиметрам, нужно было, прежде всего, выбрать из них тот, по которому ТЛ сигнал в плане его адекватности временному критерию расшифровывается наиболее надежно. Т.е., чтобы была уверенность в надежности его работы в качестве таймера.

Выявить характер ловушек в полевых шпатах крайне трудно, поскольку они представляют собой семейство минералов из почти двух десятков разновидностей. Причем часто эти разновидности сосуществуют в виде различных сростков даже в самых мелких песчинках – с очень сложным соотношением компонентов и примесей, что, собственно, и определяет большие трудности при распознании природы ловушек в полевых шпатах и порождает при датировании по ним значительную неопределенность результатов.

Что касается центров захвата электронов в шпатах, их природа определяется небольшим содержанием примесей, включаемых в структуру силикатной основы шпатов. Установить точно природу этих примесей, а соответственно и характер ловушек очень сложно. Так что выявить среди шпатов конкретный часовой механизм крайне трудно даже при избирательном стимулировании выплеска люминесценции светом строго определенного спектра.

Однако достоинством полевых шпатов является то, что ловушки у них мелкие и легко отбеливаются, что позволяет использовать широкий набор отложений. Поэтому в связи с развитием лазерной техники, как раз и позволившей проводить стимулирование выплеска люминесценции светом строго определенного спектра – чтобы освобождать целенаправленно мелкие ловушки, шпаты стали широко использоваться в технологиях ОСЛ.

Считается, что началось активное внедрение подобного подхода после публикации [Huntly et al., 1985] в журнале «Nature», хотя первой крупной обобщающей работой в плане применения методик ОСЛ стала монография Мартина Айткена [Aitken, 1998]. Следовательно, ОСЛ датирование является достаточно молодым методом возрастной диагностики четвертичных отложений.

Поскольку быстрое отбеливание шпатов позволяет работать практически с любыми, содержащими их отложениями, сегодня ОСЛ методу придается большое значение, особенно в плане возможности перехода на аппаратуру, позволяющую высвечивать лазерным лучом отдельные песчинки. Тем не менее, по отмеченным выше причинам точно оценивать характер и количество ловушек в шпатах сегодня еще не представляется возможным. Выплеск стимулированной люминесценции в таких случаях может быть определен лишь на усредненном уровне – по совокупности импульсов из ловушек разных типов и в разных, сосуществующих минералах шпатового семейства, пусть и близких по структуре, что, собственно, и влечет за собой значительную неопределенность результатов. Иногда эти результаты правдоподобны, иногда – нет, причем соотношение первых и вторых нередко одного порядка, и из-за подобной неопределенности пока относиться к ОСЛ датировкам по полевым шпатам нужно осторожно.

В этом плане стоит отметить усилия эстонской научной школы, одной из старейших на поприще дозиметрического датирования и ныне возглавляемой известным исследователем А.Н. Молодьковым. Этот исследователь один из немногих проводит крайне трудоемкую процедуру выделения шпатов определенного вида и работает преимущественно с калиевыми шпатами, поскольку они имеют одну формулу – $KAlSi_3O_8$, представлены только тремя модификациями с разной степенью упорядоченности кристаллической решетки (ортоклаз, адуляр, микроклин), и в них легче распознать примеси.

Обычно в своей кристаллической решетке калиевые полевые шпаты могут удержать лишь незначительную примесь натрия, однако они почти всегда содержат тончайшие пластиночки-вростки натриевого шпата альбита. Выделить же калиевые шпаты в более-менее чистом виде можно только методом флотации в тяжелых жидкостях, и насколько непроста и трудоемка эта процедура можно судить, например, по тому, что плотность у разных силикатов очень близка. У кварца она составляет 2,6-2,65, альбита – 2,61-2,63, а у калиевых шпатов – 2,55-2,63, г/см$^3$, т.е. шаговый переход тяжелых жидкостей во флотационном наборе должен отличаться по плотности в третьем, как минимум, знаке после запятой.

На наш взгляд, использовать ОСЛ датировки по шпатам целесообразно только в случае возможной их корректировки более надежными методами возрастной диагностики, однако делается это редко, что при интерпретации данных, собственно, и порождает горячие споры. В лаборато-

рии А.Н. Молодькова как раз и сочетается ОСЛ датирование по максимально очищенным калиевым шпатам и ЭПР-ЭСР датирование, которым этот исследователь владеет в совершенстве. Но, повторим, это крайне редкий случай: так как обе используемые А.Н. Молодьковым процедуры требуют специального, весьма сложного технического оснащения, очень трудоемки и, соответственно, дороги, он один из немногих применяет оба метода одновременно.

В большей степени решение проблемы неопределенности датирования просматривается при ТЛ датировании, причем по кварцу. Поэтому вернемся к данному методу как наиболее отработанному способу люминесцентного датирования и рассмотрим его специфику более подробно.

*ТЛ датирование по кварцу и его специфика*

Поскольку в нашем случае было решено уйти от отмеченных неопределенностей, как минерал-таймер стал использоваться только кварц. Кварц предпочтителен тем, что хорошо изучен, химически стоек, прочен, встречается практически во всех отложениях и, даже принимая разные обличья, выделяется простой, четко выраженной структурой. В кварцевой разновидности оксида кремния молекул как таковых нет. Будучи неорганическим полимером с формулой $(SiO_2)n$, кварц отличается тем, что в любом его куске за счет химической вязи Si--O--Si образуется своеобразный пространственный каркас, и, в результате, такой кусок представляет как бы одну гигантскую молекулу.

Благодаря сказанному, характер ловушек у кварца распознается достаточно уверенно: главные из них стабильны, их глубина близка к энергии захвата в дырках валентной зоны, и опыты уже по тысячам образцов показывают: основной ТЛ выплеск привязан к температурам 150-450°С, с пиком при 300-350°С [Sheinkman, Shlukov, 2001;Shlukov, Sheinkman, 2002, 2007]. Это позволяет, как минимум, постулировать, что, раз в молекуле $(SiO_2)n$ кислород является анионом, в отсутствие которого на его месте образуется сильный положительный электрический заряд, ловушки образуются в центрах с вакансиями по кислороду, и по разным причинам кварц рождается со строго определенным их числом. Ибо другие причины появления таких стабильных зарядов в ловушках большой глубины в кварце предположить трудно даже теоретически.

Нужно только учитывать, что отмеченные ловушки у кварца глубокие, а содержащий его мелкозем в четвертичных образованиях встречается большей частью в условиях отсутствия его обжига. Тогда как для переустановки на условный нуль под воздействием ультрафиолетовых лучей песчинки кварца должны пронизываться солнечным светом, как показали специальные эксперименты, по крайней мере, в течение нескольких дней.

Нашей целью было найти способ избавиться в люминесцентном датировании от сложных и дорогостоящих процедур, порождающих неопределенность результатов, и сделать, таким образом, эту технологию надежной, доступной по стоимости возрастных определений и позволяющей вести серийный отбор образцов. Для этого был осуществлен ряд экспериментов, поскольку возникла проблема интерпретации люминесцентного сигнала, используемого в качестве критерия возрастной оценки отложений.

Остановимся на этой проблеме подробнее. Вначале рассмотрим сначала принцип получения песчинкой кварца некоторой дозы радиации.

Находясь в составе некоторой толщи отложений, такая песчинка может быть под воздействием облучения как от источников радиации внутри этих пород, так и извне (рис. 6).

Внешним облучением можно пренебречь – сильные радиационные источники вне пород появляются редко (если только не проводить исследования в зоне повышенной техногенной радиоактивности), а влияние солнечных и космических лучей ощутимо только у самой поверхности пород и нивелируется уже небольшой ее зачисткой (космогенные частицы распадаются у поверхности Земли на электроны, пробег которых всего несколько миллиметров; такого экрана хватает и для блокирования влияния солнечного света). Таким образом, принимать во внимание нужно только излучение радионуклидов внутри исследуемых пород – поток α- и β-частиц и γ-квантов.

Влиянием α-частиц тоже можно пренебречь; они идентичны ядрам гелия, их пробег составляет лишь самые первые десятки микронов, а при очистке от примесей минералы обрабатывают кислотами, съедающими слой, в который могут проникнуть α-частицы. Но β-излучение нужно учитывать – это тоже поток электронов, их пробег невелик, но источник излучения может оказаться рядом с песчинками минерала-таймера и он тогда будет воздействовать на них, ибо размер песчинок обычно меньше длины пробега электронов. Здесь возможно некоторое упрощение. Различные проведенные автором эксперименты и анализ литературных источников показывают, что соотношение β- и γ-излучения в изучаемых породах довольно устойчиво (таблица), что позволяет вместо параллельного замера обоих типов излучения ограничиваться в полевых условиях замером только γ-излучения, вводя в расчеты поправочные коэффициенты, ибо разброс данных тогда обычно не превышает 10%.

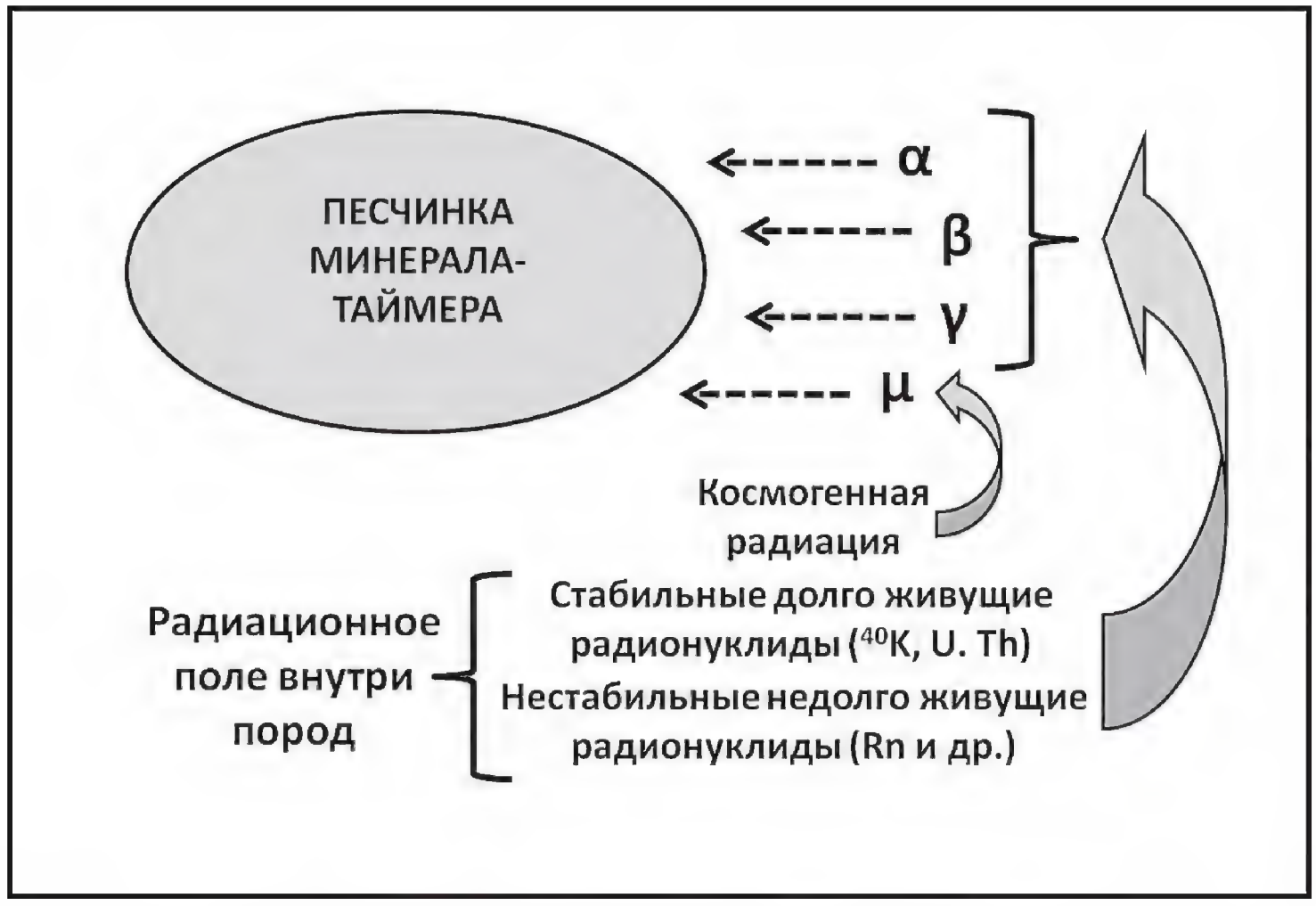



**Рис. 6.** Принцип облучения песчинки минерала-таймера.

**Таблица.** Расчет соотношения β /γ излучения по литературным данным

| Излучение | Данные по [English et al. (2000], μGy/yr | | | | | | | | | | | | Среднее |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *β* | 3348 | 2103 | 1917 | 2510 | 2969 | 1771 | 1789 | 1652 | 2464 | 2191 | 2664 | 2630 | |
| *γ* | 2897 | 1744 | 1563 | 1924 | 2461 | 1365 | 988 | 937 | 1930 | 1628 | 1864 | 1668 | |
| *β/γ* | 1.16 | 1.21 | 1.23 | 1.36 | 1.21 | 1.3 | 1.81 | 176 | 1.28 | 1.35 | 1.43 | 1.58 | 1.39 |
| | Данные по [Porat et al., 1997], μGy/yr | | | | | | | | | | | | |
| *β* | 676 | 1334 | 757 | 1429 | 702 | 835 | 976 | 1022 | 886 | 1257 | 681 | | |
| *γ* | 520 | 886 | 579 | 942 | 517 | 639 | 775 | 827 | 632 | 810 | 510 | | |
| *β/γ* | 1.3 | 1.51 | 1.31 | 1.52 | 1.36 | 1.31 | 1.26 | 1.24 | 1.4 | 1.55 | 1.34 | | 1.37 |

Главная роль в облучении минерала-таймера принадлежит γ-квантам, поскольку их влияние распространяется на значительном расстоянии от источника излучения - они отдают свою энергию валентным электронам и возбуждают их на 1,2–1,5-м, в среднем, треке своего пробега в толще породы. Это влияние нужно учитывать очень тщательно. Обычно такой учет проводится инструментально, прямым замером активности радиационного поля в блоке изучаемых пород параллельно выяснению соответствия осадков другим методическим правилам дозиметрического датирования.

Таким образом, допуская, что в течение года активность радиационного поля будет постоянной, после замера этой величины инструментально выходят через ее значение на главный показатель - годовую дозу поглощения радиации минералом-дозиметром. Тогда, считая, что величина стимулированной затем люминесценции адекватна поглощенной дозе, можно перейти к расчету времени пребывания минерала-дозиметра в породе. Напомним только, что в отличие от применяемых в ЭПР-ЭСР методе карбонатов среди используемых в ТЛ датирования силикатов нет новообразований, и они перед захоронением обязательно должны быть отбелены

Эта кажущаяся простота сути ТЛ датирования – камень преткновения, о который часто спотыкаются исследователи. Пользователи датирования – из-за недоучета ими специфики метода, а его разработчики – из-за того, что оказались весьма устойчивы стереотипы, сформировавшиеся на заре создания метода, не учитывающие раскрытые впоследствии тонкости механизма ТЛ процесса. Главных проблем две. Первая связана с правилами пробоотбора.

Как и над всеми другими методами возрастной диагностики отложений, на заре становления метода ТЛ датирования над ним довлели традиции простоты пробоотбора, унаследованные из опыта радиометрических методов. Тогда допускался упрощенный тип отбора образцов – без инструментального замера радиации в толще пород и на небольшой глубине – всего 30–40 см от поверхности или даже слегка зачистив ее [Aitken, 1985; Luminescence and…, 1997; Wagner, 1998]. Считалось: главное – закрыть от света место отбора образца и отправить его в светонепроницаемой бумаге в лабораторию, где по содержанию в образце радионуклидов рассчитают интенсивность его облучения и по выплеску люминесценции – поглощенную им дозу радиации, а затем, моделируя процесс облучения, и временную компоненту.

Подобная процедура вызывала сомнение уже при создании автором первой в Сибири установки ТЛ датирования – еще в 1980-х гг., но для выяснения ситуации требовалось провести ряд экспериментов. В нашем случае правила отбора образцов было решено установить опытным путем, поскольку без решения этой проблемы нельзя было уверенно проводить датирование объектов. Во избежание случайных датировок в исследованиях автора был также введен статистический контроль результатов – с внедрением серийного, вместо обычно используемого единичного, отбора образцов. Уже это потребовало кардинальных методических изменений – поскольку разработок техники и приемов, направленных на обработку большого количества образцов, раньше просто не существовало.

Как было показано выше, поле облучения образца формируется в блоке пород радиусом 1,2–1,5 м – с учетом величины пробега γ- квантов. Если бы учитывалось только β-излучение, то пробоотбор можно было проводить на небольшой глубине. Но поскольку главное воздействие оказывает на минерал-таймер γ-излучение, и пробег его квантов в толще пород в среднем составляет 1,2–1,5 м, то именно в центре шара с таким радиусом и должен быть отобран образец. Добавим, что учесть распределение в данном блоке пород радионуклидов нереально, поскольку они разбросаны в нем беспорядочно, как нереально и взять, как пробу, весь такой блок пород в целом (он весит несколько тонн). Поэтому и замер интенсивности облучения образцов должен проводиться в центре такого блока. Причем активность радиационного поля должна измеряться инструментально, *in situ,* а не посредством расчета по содержанию радионуклидов в образце – ведь образец облучается не из одной точки, где взят образец, а полем всего блока, т.е. в пределах шара диаметром, как минимум, > 2 м (рис. 7).

Стереотипы, однако, устойчивы, и хотя физическая сущность данного подхода, казалось бы, ясна, ряд исследователей продолжает использовать упрощенный отбор образцов. Однако после

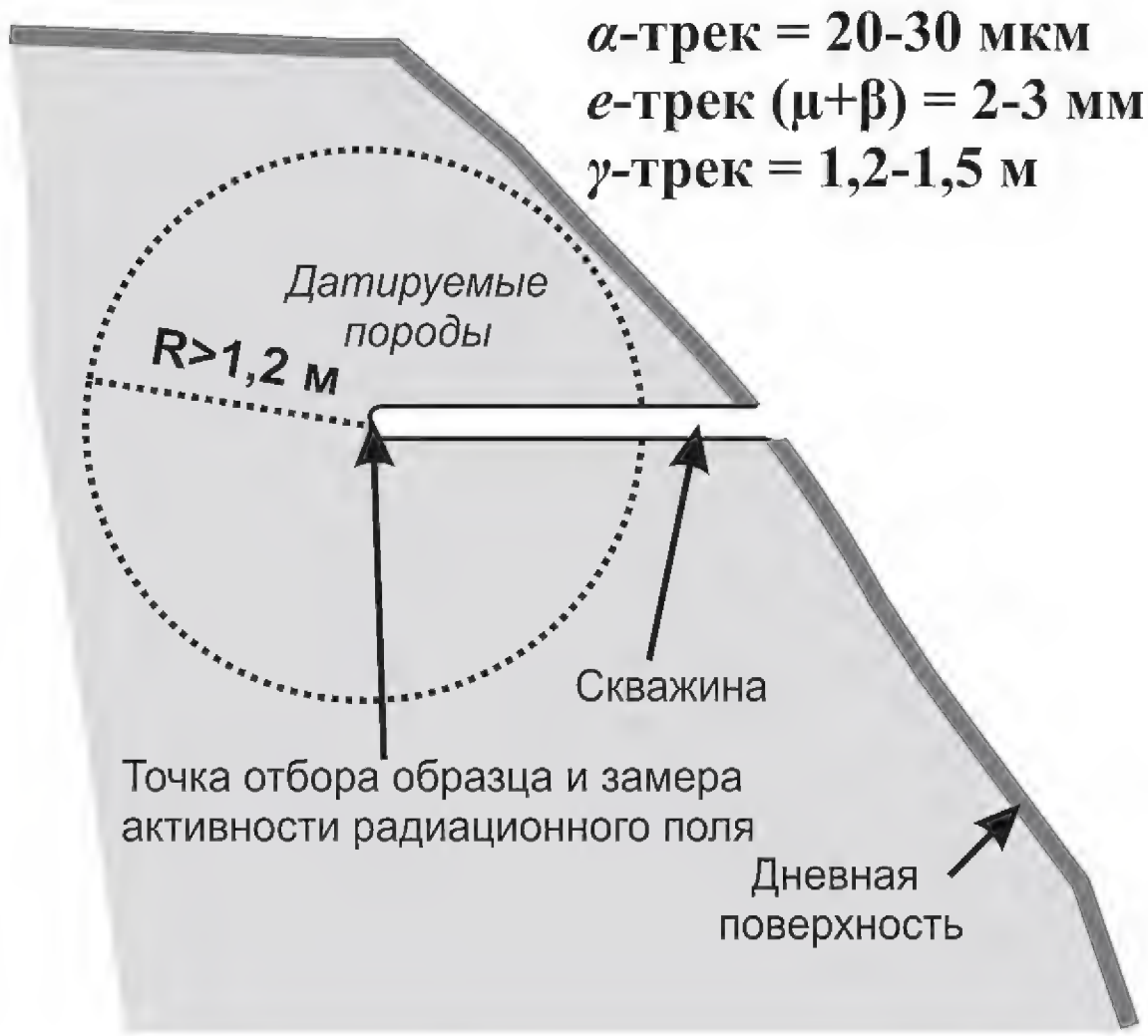



**Рис. 7.** Принцип пробоотбора в ТЛ датировании

выяснения, насколько это правомерно, в результате проведенных автором соответствующих экспериментов, полученный им вывод был однозначен: упрощенный подход порождает разброс полученных посредством его данных порой на десятки процентов. И поскольку эти данные включаются, как дозиметрические характеристики образца, в расчет дозы радиации, поглощенной минералом-таймером, соответственно искажается и возрастное определение. Принимая все это во внимание, автором был обобщен опыт выбора датируемых осадков для возрастной диагностики посредством ТЛ метода и разработан принцип пробоотбора. Схематически все это отображено на рис. 8.

Вторая из упомянутых проблем касалась выбора процедуры оценки энергии, накапливаемой минералом-таймером на ловушках. Уже было известно [Матросов и др., 1979; Shlukov et al., 1993], что в прежней процедуре есть просчеты. Поскольку она была весьма трудоемка, статистический контроль датировок на основе серийного отбора образцов делался в ней редко, и вопрос о валидности возрастных определений встал только тогда, когда накопилось большое количество явно неправдоподобных датировок. Нужно было разобраться в ее сути, и на это тоже потребовалось время.

Общая схема процесса, отражающего ТЛ датирование по кварцу показана на рис. 9.

На этой схеме видно, что, рождаясь с определенным количеством ловушек электронов, возбужденных внешней радиацией, кристалл кварца способен накапливать такие электроны, а при определенном подводе тепла электроны освобождают ловушки с выплеском света, и нужно лишь измерить величину возникающей люминесценции и смоделировать процесс ее выплеска для расчета возраста содержащих минерал-таймер пород. Но как раз в методике моделирования процесса и была заложена суть проблемы.

Выплеск стимулированной термическим способом люминесценции из глубоких ловушек кварца ясно распознается по пику свечения при температуре 300–350° (рис. 10). Другие его ловушки имеют подчиненное значение – они мелкие, обусловлены примесями и опустошаются при значительно меньших температурах. Иными словами, энергия, запасенная электронами на глубоких ловушках кварца и освобождаемая при нагреве, может быть четко

**Рис. 8.** Требования, предъявляемые к люминесцентному датированию

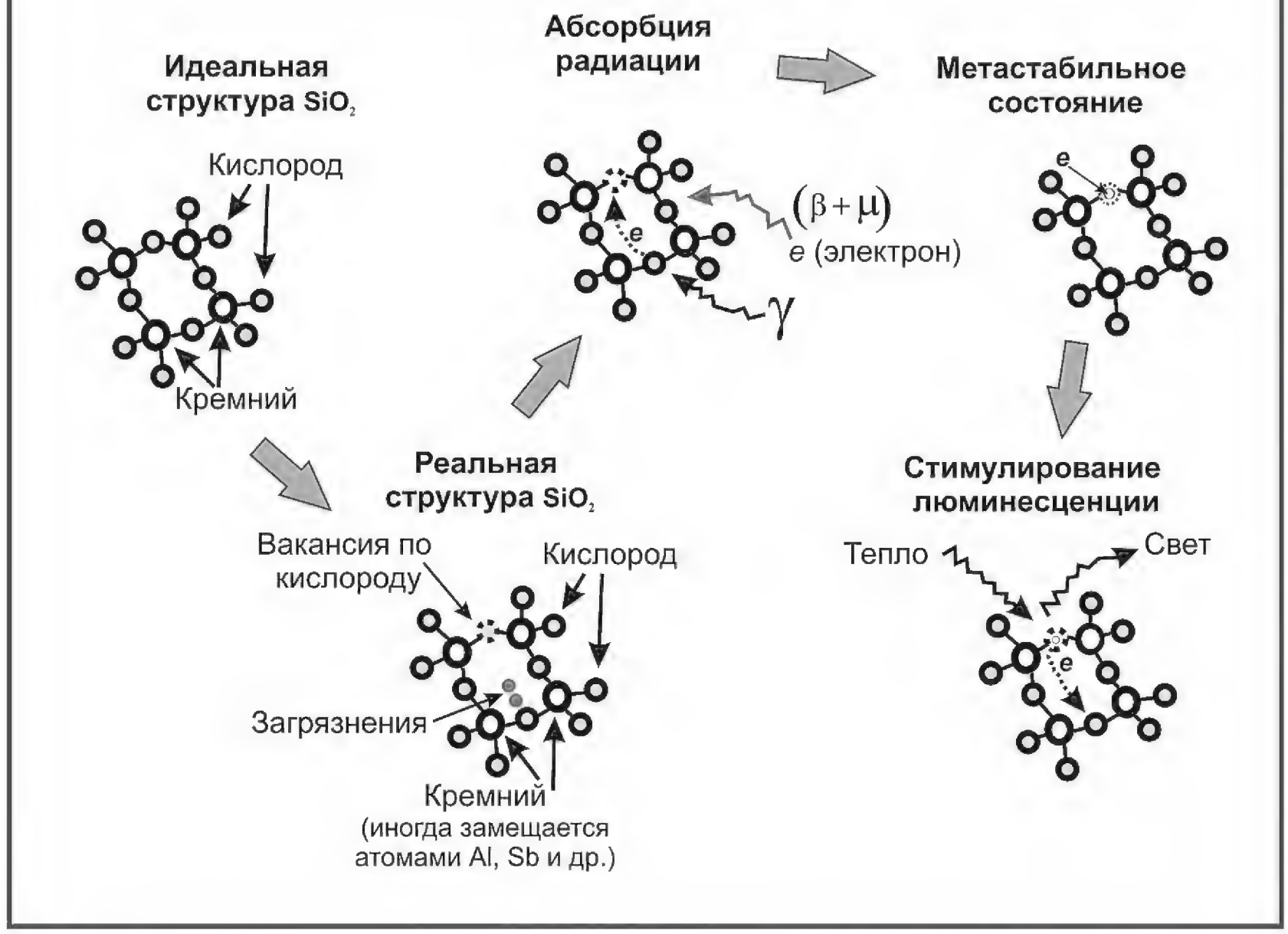



**Рис. 9.** Схема физических процессов как основы ТЛ датирования – пояснения в тексте.

зафиксирована, а эквивалентный ей ТЛ импульс ассоциирован с конкретным типом ловушек.

Следовательно, в соответствии с общими принципами датирования для получения возрастного определения нужно смоделировать процесс накопления возбужденных электронов ловушках кварца и иметь расчет по соотношению ТЛ импульсов из образцов в типичных состояниях, т.е. образца, максимально поглотившего энергию облучения, отбеленного образца и тестируемого (рис. 10).

Выйти на отбеливание, как на условный нуль – получение образцов с минимально возможным содержанием в них прогенетической памяти, просто: нужно лишь специально обработать навеску тестируемого образца мощным потоком ультрафиолетового света. Практика показывает, что для этого достаточно воздействие в течение нескольких часов обычной лампы-излучателя с ультрафиолетовым свечением мощностью в несколько сот ватт. Серия специально проведенных экспериментов ясно продемонстрировала, что такое усиленное ультрафиолетовое облучение образцов в лаборатории адекватно по результату их облучению при выставлении на солнечный свет в течение нескольких дней.

Однако усиленное лабораторное радиоактивное облучение тестируемых образцов, используемое для получения образцов, насыщенных энергией радиации, оказалось неоправданным. Как оказалось, именно в нем была заложена причина последующих расчетов явно неправдоподобных возрастных определений.

Насыщение образцов энергией радиации ускоренно – в поле искусственного облучения высокой интенсивности – проводилось в прежней процедуре обработки образцов традиционно. Но специальные эксперименты показали, что идущая несколько дней радиоактивная обработка образцов, в поле с высокой интенсивностью облучения, и облучение природное, в слабых радиационных полях, длящееся тысячи лет, несопоставимы по воздействию на минерал-дозиметр. Причина – выявленный экспериментально [Shlukov, Sheinkman, 2002, 2007] второй порядок кинетики ТЛ-процесса, а не первый, исходно принятый теоретически в традиционной технологии – согласно ему производились ранее расчеты, искажая датировки.

Кратко поясним, о чем идет речь. Кинетика люминесценции – учение о законах возгорания и

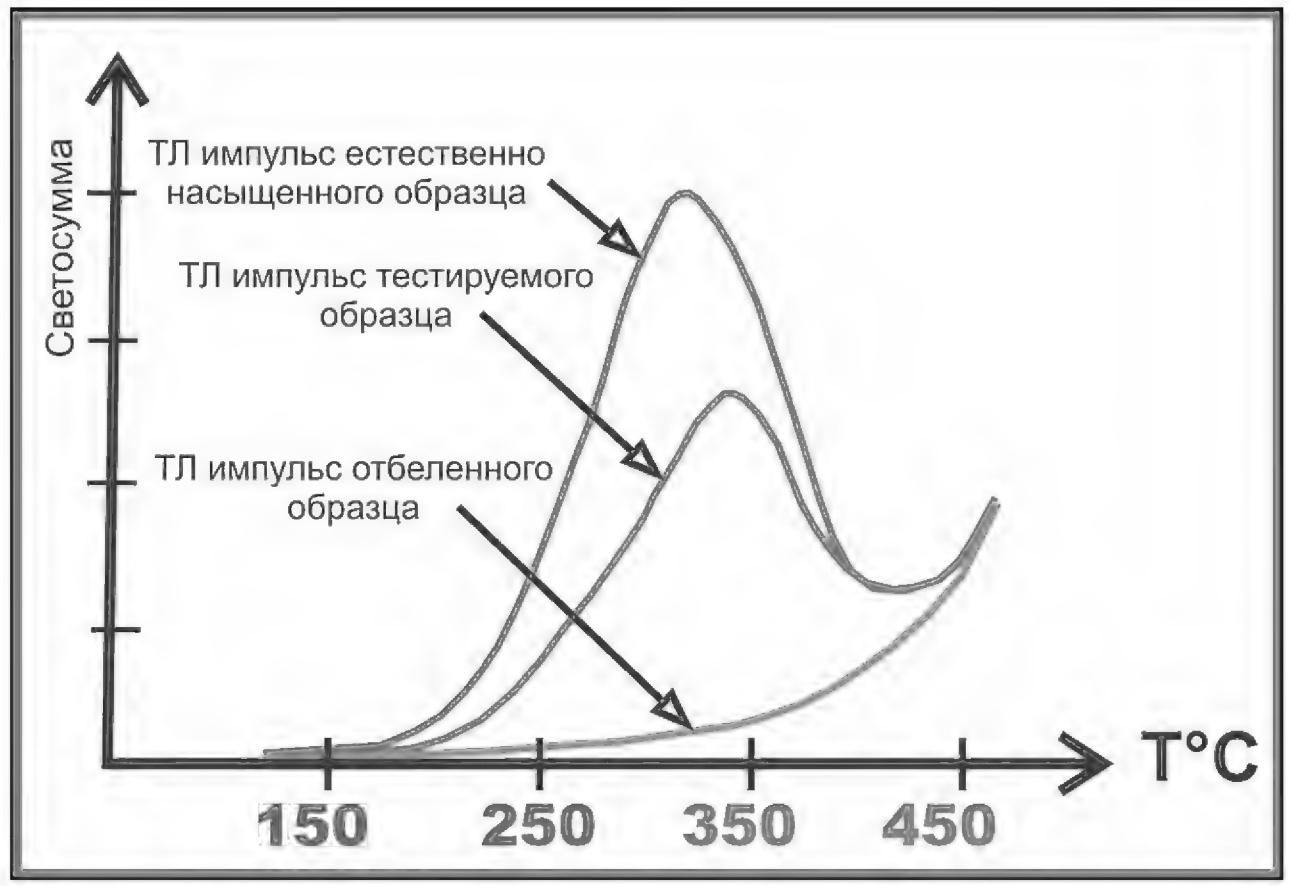



**Рис. 10.** Графики основных используемых для расчета возраста ТЛ импульсов

затухания свечения в минералах-люминофорах. Его суть, определяемая вероятностями захвата и освобождения в них электронов. Это очень сложное явление, поэтому рассмотрим его здесь лишь схематически.

В простейшем случае, когда пренебрегается временем процесса, кинетика люминесценции описывается экспоненциальным законом (1), а при рекомбинационной люминесценции (как в нашем случае) в широком диапазоне времени кинетика затухания люминесценции аппроксимируется гиперболой Беккереля (2) [Фок, 1964; Антонов-Романовский, 1966; Физическая…, 1990]:

$$I = I_0 \, exp/(-t/\tau) \qquad (1)$$

$$I = I_0 / (1 + p\,t)^{\alpha} \qquad (2)$$

где: $I$ и $I_0$ – интенсивности люминесценции соответственно в начальный момент времени и через время $t$; $\tau$ – коэффициент Эйнштейна, характеризует среднее время возбужденного состояния электронного ансамбля, $p$ – константа, отражающая структурные особенности кристалла; $\alpha \leq 2$ –величина, отражающая порядок кинетики, соответственно равная 1 и 2 при первом и втором порядке кинетики.

Важно понять, что при первом порядке кинетики величина $t$, отражающая время возбужденного состояния электронов, относительно мала – люминесценция быстро разгорается и быстро гаснет, т.е. электроны быстро освобождают ловушки и возвращаются на валентные оболочки.

График ТЛ-импульса в модели первого порядка будет островершинный: в области нарастания люминесценции практически большая его часть зеркальна области затухания, или даже график спада люминесценции будет круче графика ее нарастания. Теоретически это определяется отсутствием возможности повторного захвата электронов (рис. 11).

Но при втором порядке кинетики время метастабильного состояния электронного ансамбля относительно велико, и даже если люминесценция разгорается быстро, ее затухание будет затянуто, ибо становится реальным повторный захват электронов соседними ловушками и повторное освобождение последних. В итоге график ТЛ-импульса в области высоких температур будет удлинен и выположен (рис. 12).

Отсюда должен быть иным, соответственно, расчет интенсивности люминесценции. Согласно приведенным выше формулам, при кинетике первого порядка ($\alpha$ =1) между интенсивностью свечения и временем метастабильного состояния электронов наблюдается прямая зависимость (с некоторым коэффициентом), а при втором порядке ($\alpha$ =2) – степенная.

Разница существенна. Но в прежней технологии модель ТЛ-процесса с кинетикой первого порядка, будучи исходно положенной в основу, стала фактически канонизированной. В ней суммарная величина люминесценции просто фиксировалась и не детализировалась, так что расчет ее параметров по законам кинетики первого порядка стал в последующем причиной искажения возрастных определений.

Для выявления порядка кинетики нужен тщательно проводимый эксперимент; многократно повторенные опыты с кварцем из самых разных

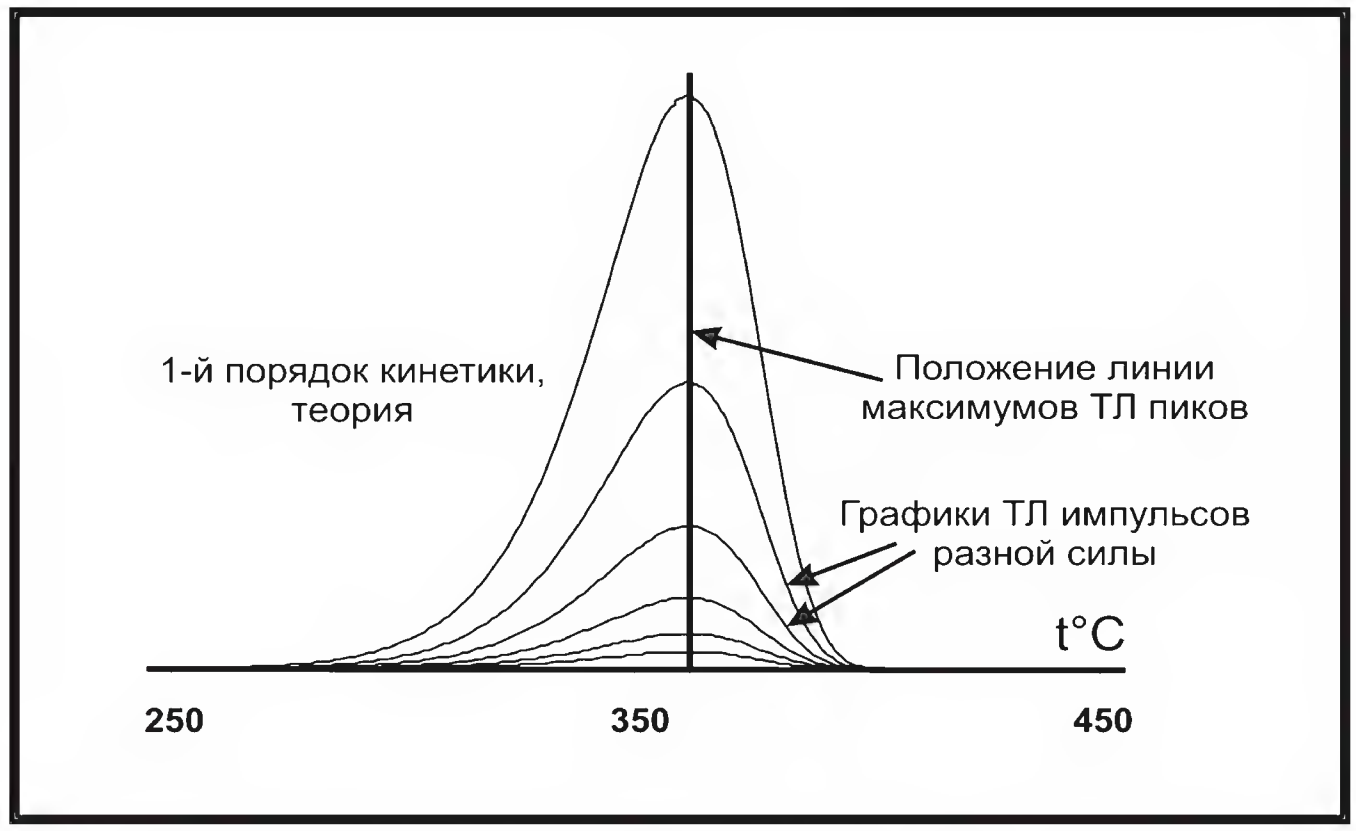



**Рис. 11.** Графики ТЛ импульсов по кварцу при первом, согласно теории, порядке кинетики ТЛ процесса – пояснения в тексте.

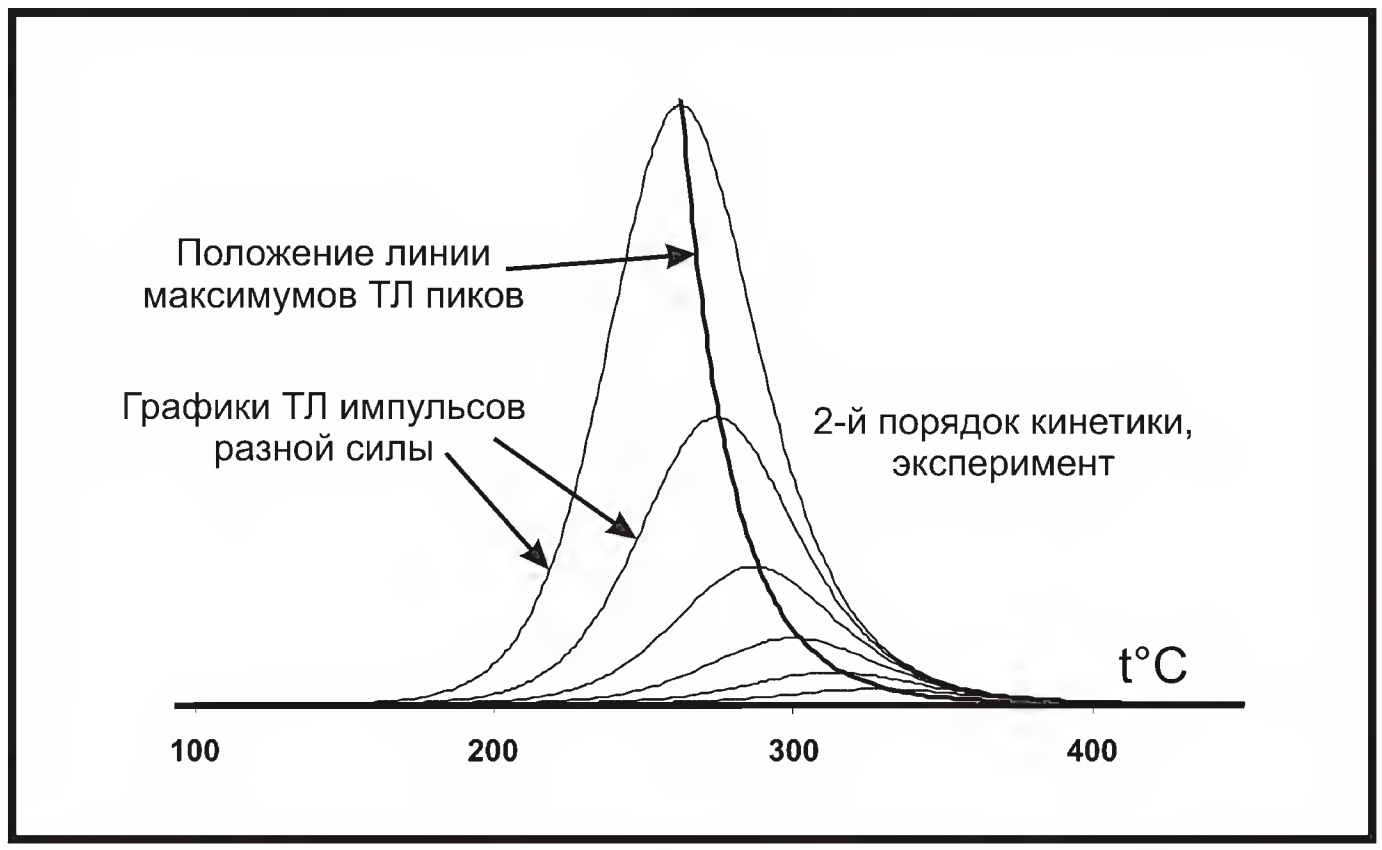



**Рис. 12.** Графики ТЛ импульсов по кварцу при втором, установленном экспериментально, порядке кинетики ТЛ процесса – пояснения в тексте.

районов в нашем случае показали, что при детальной фиксации ТЛ-сигнала затягивание процесса в области высоких температур ясно выражено (рис. 12). Из чего следовало: поскольку стереотипом традиционной технологии стала трудоемкая процедура постепенного насыщения образцов, помещая их в искусственное радиационное поле, нужно кардинально менять и суть работы с образцами, и принципы ТЛ-датирования, переходя к расчетам по второму порядку кинетики.

Может возникнуть вопрос, который геологи часто задают автору: а зачем нам все это знать и вдаваться в такие детали процесса, не лучше ли физикам самим разобраться в этом вопросе? Дело в том, что физикам суть процесса давно известна, а в задачи прикладного характера они далеко не всегда вникают детально. Тогда как в датировании именно эти детали имеют огромное значение, поскольку от них зависит процедура и точность возрастных определений.

Для лучшего осознания этого обратимся еще раз к классической теории термолюминесценции минералов-кристаллофосфоров. Характер элементарных ТЛ пиков вначале был обоснован теоретически (пиками обычно называют ТЛ сигналы из-за их соответствующего вида на графике

процесса). Для первого порядка кинетики он описывался известной формулой Рэндала–Уилкинса (Randall & Wilkins 1945):

$$J(T) = nw_0 \exp(-\varepsilon / kT) \exp\left(-\frac{w_o}{\rho}\int_{T_0}^{T} \exp(-\varepsilon / kT)dT\right)$$

а для второго порядка – другой известной формулой: одного из классиков отечественной школы люминесценции Антонова-Романовского (Антонов-Романовский,1966):

$$J(T)=\frac{\sigma_r n^2 w_0}{\sigma_t N}\exp(-\varepsilon/kT)\left(1+\frac{\sigma_r n w_0}{\sigma_t N \rho}\int_{T_0}^{T}\exp(-\varepsilon/kT)dT\right)^{-2}$$

где $N$ и $n$ – соответственно количество ловушек и захваченных на них электронов; $w_o$ – частотный фактор; $\varepsilon$ – энергия активации освобождения захваченных электронов из центров захвата (энергетическая глубина ловушки); $\sigma_r$ и $\sigma_t$ – сечения реакции радиационного освобождения электрона и его последующей рекомбинации на валентную оболочку; $T$ – абсолютная температура; $\rho$ – скорость нагрева; $k$ – константа Больцмана.

Отражаемые этими формулами закономерности и процессы известны давно, и если графически отобразить заложенные в формулах зависимости, как раз и получим графики, аналогичные тем, что представлены на рис. 11 и 12. Вопрос лежит в плоскости того, как использовать раскрытые закономерности в прикладных целях. Как видим, верхние части ТЛ пиков рис. 11 и 12 похожи, и если бы можно было получать возрастное определение только по величине сигнала из тестируемого образца, с определенной долей допустимости различиями можно было бы пренебречь, действительно оставив разбираться в деталях физикам. Но, подчеркнем еще раз, именно эти детали имеют в ТЛ датировании принципиальное значение. Суть в процедуре прежней технологии, которая опиралась только на теоретическую модель ТЛ процесса, в которой исходно, еще на заре датирования, был принят для расчетов более простой, первый порядок кинетики.

Ранее тестируемый образец делился на аликвоты (равные навески), которые искусственно облучались с нарастающей, для каждой последующей аликвоты, высокой интенсивностью. По точкам величины поглощенной дозы в аликвотах экстраполировалась (рис. 13-I) дозная кривая (представляющая собой экспоненту насыщения), и по положению на ней точки, соответствующей испытуемому образцу, вычислялся его возраст (рис. 13-II). Ибо теоретически считалось, что стимулированная подобным образом люминесценция отражает ТЛ-сигнал с кинетикой первого порядка – не осложненный инверсиями.

Однако проведенные сначала в 1970-х гг., а затем специально повторенные в процессе наших работ исследования [Матросов, Погорелов, 1978; Матросов и др., 1979; Shlukov et al., 1993; Sheinkman, 2002, 2007], показали следующее. Ускоренное искусственное облучение в полях, самое слабое из которых на порядки сильнее фоновых полей в толще исследуемых пород, по конечному результату не соответствует реальности в этой толще (рис. 14), поскольку искусственное облучение высокой интенсивности порождает инверсии электронного ансамбля, пробуждая множество «спящих» в обычных условиях мелких ловушек.

Пробуждение мелких ловушек, как результат искусственного облучения, приводит к тому, что на начальном участке дозной кривой вместо ее монотонного роста может происходить инверсионный спад (рис. 14), так как свободные электроны, отражая второй порядок кинетики ТЛ процесса, на некоторое время задерживаются в появившихся мелких ловушках. Через какое-то время электроны все равно покинут мелкие ловушки, так как они стремятся занять устойчивое положение в глубоких ловушках или вернутся на валентную оболочку, т.е. после снятия высокоинтенсивного облучения «проснувшиеся» ловушки рано или поздно возвращаются в «спящее состояние». Но в природе на это могут уходить годы, чего в лабораториях, конечно, не дожидаются. Тогда как точно вычислить, какие «спящие» ловушки просыпаются в конкретной ситуации, и как она реально отражается в полученных расчетах, в данном случае практически невозможно. Ибо глубокие ловушки определяет структура самого кристалла, а мелкие – примеси, фиксировать которые по тому, как они ведут себя в конкретном случае и когда проникают в кристалл, пока реальных инструментов нет.

Иными словами, насыщение минерала-дозиметра в слабых фоновых естественных полях в течение тысяч лет, и ускоренное лабораторное – в сильном радиационном поле в течение дней – не адекватно друг другу и эта неадекватность не поддается коррекции. Тем более что процедура искусственного облучения дорога, аликвот обычно использует мало, и это не позволяет корректировать экстраполируемые датировки, распознавая искаженные участки (рис. 14) дозной кривой.

Автор специально останавливается на деталях такого рода, ибо они должны быть осознаны исследователями, использующими результаты ТЛ датирования. К тому же, в отмеченной процедуре оценивают усредненный общий ТЛ-выплеск – обычно используя метод усреднения его вершин и впадин с переходом на высоту виртуального плато. Не обращается в ней внимания и на оптические свойства образца, а проведенные эксперименты [Перевалов

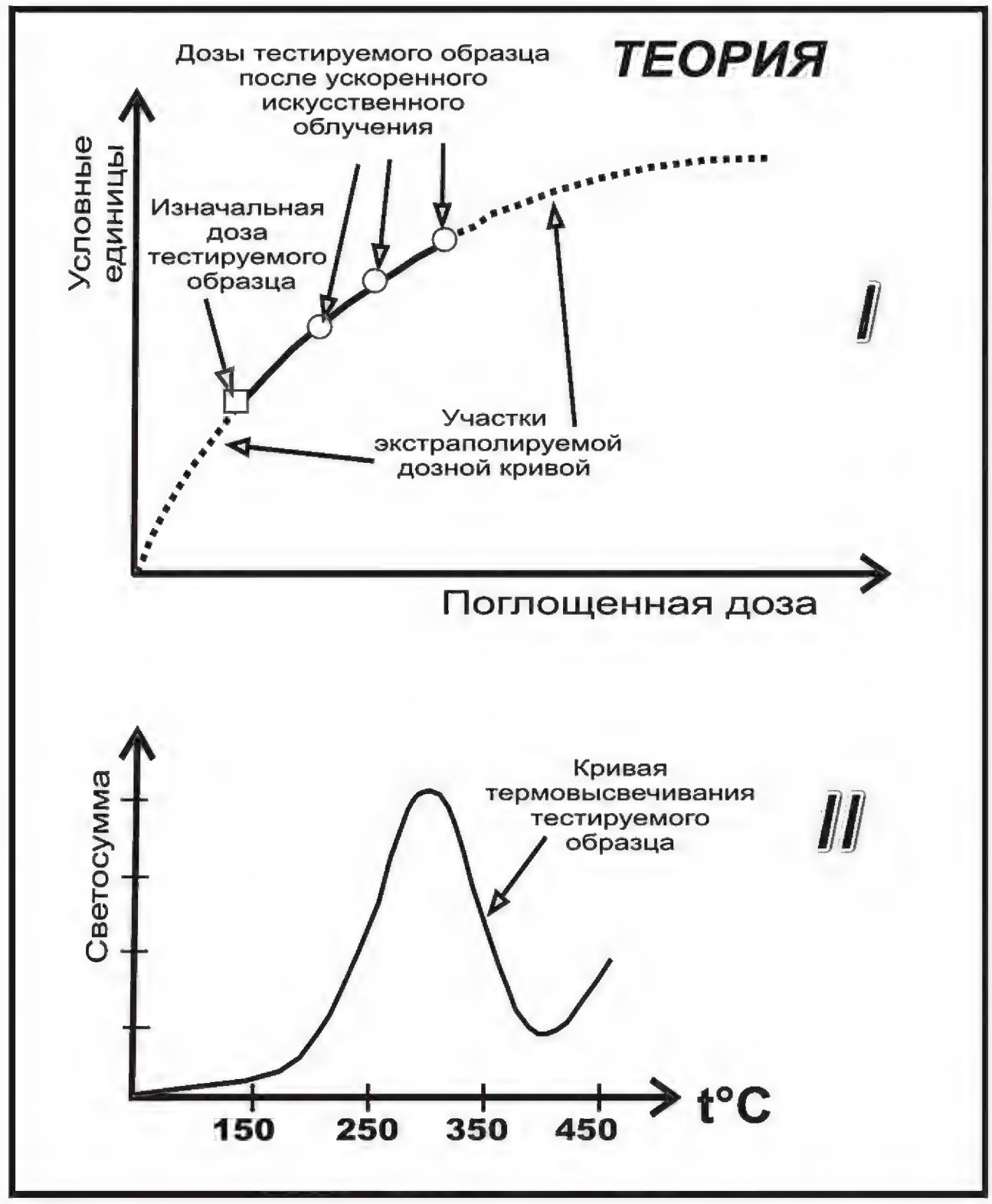



**Рис. 13.** Принцип традиционной технологии ТЛ датирования – пояснения в тексте

и др., 2009; Sheinkman, 2002; Shlukov, Sheinkman, 2002, 2007] выявили, что и эти свойства влияют на выход люминесценции; у разных образцов они различны, так что в совокупности вся усредненность явно искажает результаты. Таким образом, в конечном варианте итог датирования по прежней процедуре может давать неправдоподобные результаты, искажая датировки кратно.

Тем не менее, и после опубликования материалов, освещающих проблемы прежней процедуры, в том числе представленных на ряде недавних конференций высокого ранга [Шейнкман и др., 2009, 2011; Shlukov, Sheinkman, 2002, 2007; Sheinkman et al., 2011], пользователи традиционной методикой не стали менять ее сути. За рубежом, где сосредоточено большинство лабораторий ТЛ датирования, по-прежнему идут путем инженерного решения проблемы – внесения последующих корректив с помощью добавочной аппаратуры. Нужно учесть и то, что создание этих лабораторий было нацелено на получение результатов датирования на основе первого порядка кинетики ТЛ процесса, и кардинально изменить в них подход означает провести новые дорогостоящие эксперименты и вложить много средств в новую аппаратуру. Судя по публикациям и докладам на конференциях, пока в традиционной ТЛ хронометрии для кардинального изменения позиции видимо еще не пришло время, ввиду чего исследователи не меняют традиционную процедуру, внедряя упомянутое инженерное решение.

Возникает, правда, в таком случае, вопрос: почему бы исследователям, использующим прежнюю методику, просто не протестировать ее, сняв целый ряд дискуссионных вопросов посредством проведения эксперимента аналогично тому, что отображен на рис. 14. Ответ очевиден: осуществление экспериментов такого рода обходится

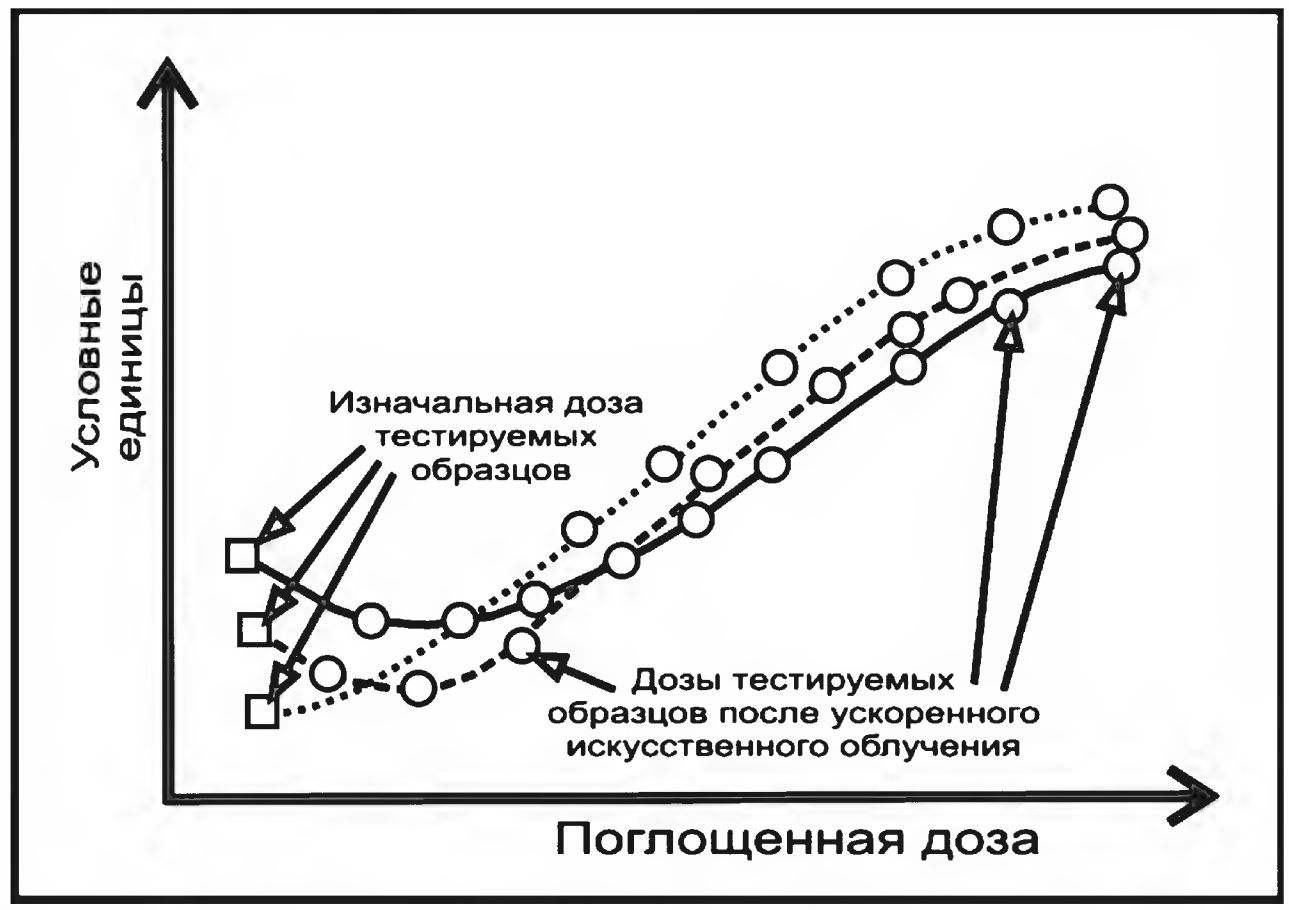



**Рис. 14.** Реальное искажение теоретической модели ТЛ процесса после искусственного радиоактивного облучения образцов – пояснения в тексте.

очень дорого. В нашем случае они были проведены, опираясь, прежде всего, на энтузиазм исследователей в России. Чтобы получить, например, результаты, как на рис. 14, нужна многочасовая работа на атомном реакторе, каждый час которой требует немалых средств, а в нашем случае она была сделана на паритетной основе параллельно с экспериментами операторов реактора.

Хотелось бы затронуть еще один аспект проблемы, касающийся искаженных датировок, получаемых по прежней технологии. Их не любят афишировать. Тем не менее, некоторыми исследователями такие данные приводятся – показывая реальность искажения результатов по традиционной методике ТЛ и ОСЛ датирования. Например, они представлены М. Фрехеном – известным специалистом в области люминесцентного датирования. На рис. 15, в частности, представлены копии основных выкладок из статьи [Frechen, Dodonov, 1998], где видно, что в лессах (лучшие осадки для данного типа датирования) полученные по традиционной методике ТЛ и ОСЛ датировки у границы Брюннес-Матуяма дали возраст лишь в 150-200 тыс. лет – т.е. искаженный вчетверо.

Поскольку в нашем случае целью было создать надежный, недорогой и, по возможности, простой, позволяющий работать с большим количеством образцов метод, от неопределенности и трудоемких процедур прежних технологий ТЛ датирования было решено отказаться. Но вначале не менять аппаратуру для фиксации ТЛ сигнала.

Опираясь на второй порядок кинетики термической люминесценции у кварца, как промежуточный вариант в качестве насыщенного эталона в наших исследованиях стал использоваться не искусственно облученный кварц, а образцы, взятые из осадков, заведомо поглотивших максимальную дозу радиации. Например, из тех, что подстилают комплекс квартера.

При проведении исследований на Алтае был использован кварц из неогеновых отложений такого рода, а на Русской равнине и в районе Мертвого моря – из меловых осадков. Сравнивая их по величине ТЛ выплеска с датируемыми и отбеленными образцами, это позволяло рассчитывать возраст по упрощенной процедуре и дало хороший результат [Шлюков и др., 1990, Шейнкман, 2002; Шейнкман и др., 2009, 2011; Sheinkman, 2002, 2011].

Однако, несмотря на позитивные результаты, этот более простой, чем в традиционной процедуре ТЛ датирования подход было решено законсервировать, применяя его только в особых случаях. Основных причин две.

Во-первых, представительные разрезы пригодных для ТЛ датирования четвертичных отложений, подстилаемые пригодными для использования более древними осадками, встречаются редко. Во-вторых, оказалось, что насыщенные эталоны могут использоваться сугубо регионально, поскольку кварцевый мелкозем в образцах из разных районов порой совпадал по оптическим свойствам, но порой отличался, в результате чего высота соответствующих ТЛ пиков имела разную высоту.

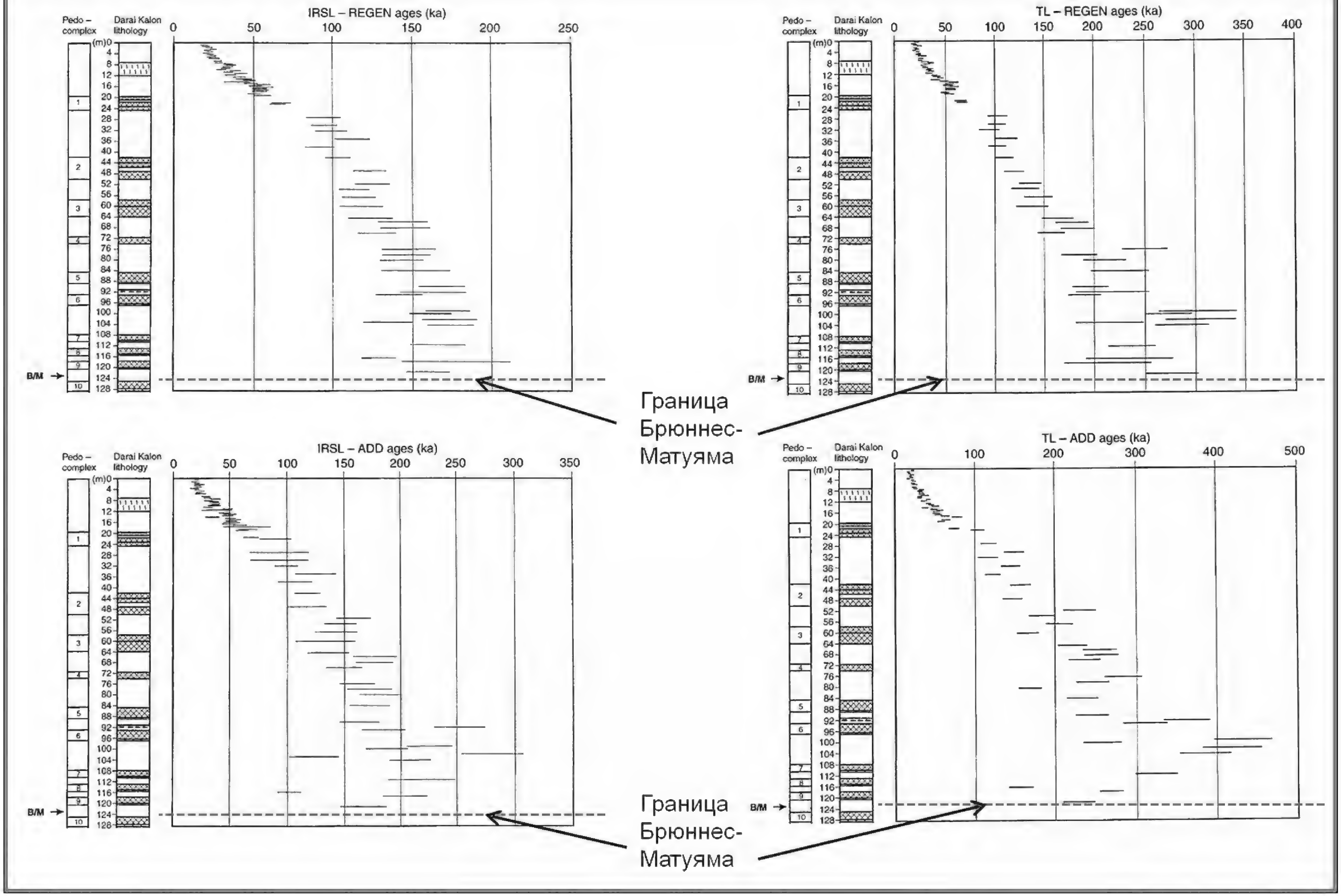



**Рис. 15.** Появление неправдоподобных датировок, получаемых посредством традиционной технологии ТЛ и ОСЛ датирования по [Frechen, Dodonov, 1998] – пояснения в тексте.

В нашем распоряжении были образцы кварца из самых различных источников. В результате было выяснено, что каждый образец, так или иначе, обладает своей индивидуальной функцией роста (дозная функция) световой энергии люминесценции с ростом поглощенной дозы (рис. 16).

Детальные исследования показали, что причина подобной индивидуальности – микропримеси, которые порой кардинально меняли оптические свойства кварца. Причем иногда природа преподносила своеобразные сюрпризы. Например, на Русской равнине долгое время в наших исследованиях в качестве насыщенного эталона использовался очень чистый кварцевый песок мелового возраста из карьера у пос. Лыткарино Московской области. Когда ТЛ выплеск из этого эталона были сравнены с аналогичными выплесками по песку из юрских и меловых песчаников в разрезах, расположенных в различных частях пустыни Негев, оказалось, что все они практически идентичны (рис. 17). Мало, того амплитуда ТЛ пиков в этом случае была порой на треть больше, чем в образцах по Сибири.

Тем не менее, зная о том, в наших исследованиях продолжают изучаться насыщенные эталоны из разных объектов, однажды коллеги принесли образцы из разрезов в Воронежской области, которые оказались настолько чистыми, что амплитуда ТЛ пика в них почти в полтора раза была выше, чем в Лыткаринском и Негевских эталонах.

После этого было окончательно признано, что найденное, казалось бы, решение вопроса по упрощению и совершенствованию процедуры ТЛ анализа имело сугубо региональное применение. Как модификация ТЛ метода – она была названа автором «метод региональных эталонов» – этот подход работает неплохо [Шейнкман, 1995, 2002; Sheinkman, 2002], но хотелось снять региональные ограничения, и поиск новых подходов был продолжен, опираясь на исследования, осуществляемые на основе научных грантов, полученных за рубежом.

Точкой приложения стали известные разрезы четвертичных отложений в котловине Мертвого моря – ранее детально датированных по радионуклидам урановой серии [Stein et al., 1997], что позволяло сразу проводить тестирование получаемых результатов. После проведения необходимых экспериментов был выявлен более надежный критерий расчета возраста – не сам выплеск люминесценции, а координаты его пика на кривой термического высвечивания [Sheinkman, Shlukov, 2001; Shlukov, Sheinkman, 2002, 2007]. Этот критерий обусловлен намного более стабильными, чем оптические свойства, температурными характеристиками кварца. В исходной модели первого порядка кинетики он не учитывался, поскольку для его распознания требовались иная аппаратура и иная постановка задачи, чем в традиционной процедуре.

Многократно повторенные в ходе нашего эксперимента опыты показали: выбранный путь верен. Ибо данные эксперимента ясно продемонстрировали, что чем моложе образец (рис. 12), тем ниже пик его ТЛ выплеска и тем больше он

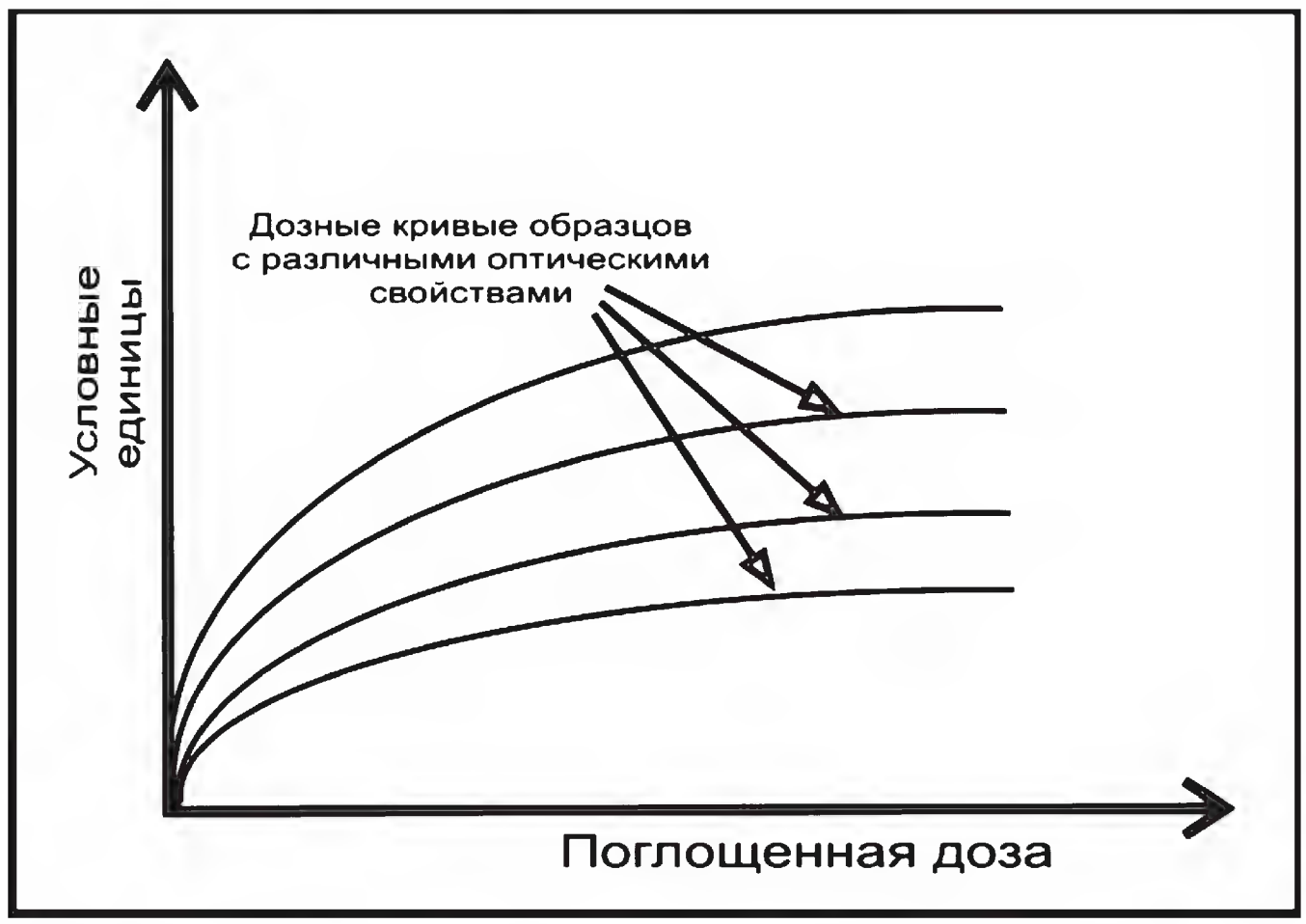



**Рис. 16.** Дозные кривые насыщения образцов кварца с разными оптическими свойствами

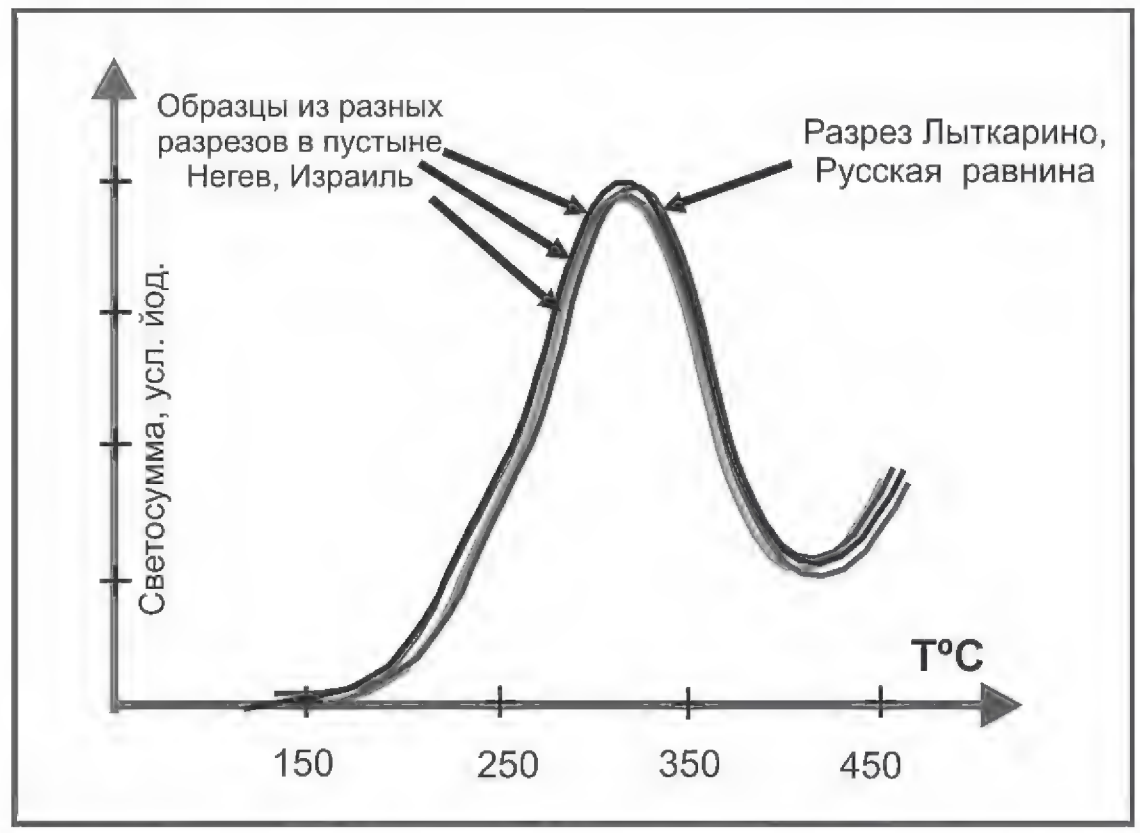



**Рис. 17.** ТЛ пики из насыщенных эталонов Русской равнины и пустыни Негев

сдвинут в область высоких температур. Диапазон таких сдвигов составляет более 100°С, что вполне достаточно для получения точных дат, и чтобы отличать эту технологию датирования от других, данная разновидность ТЛ анализа была названа пиково-температурным методом.

Итак, переход на принципиально иные принципы ТЛ датирования стал возможен благодаря определенным предпосылкам. Концентрированно их можно сформулировать следующим образом.

Во-первых, ТЛ процесс у кварца подчинен, как было установлено экспериментально, а нее постулировано, второму порядку кинетики. В этом случае максимум элементарного ТЛ пика смещается в сторону более низких температур с увеличением числа захваченных электронов, а кривая тренда максимума пика является самостоятельной дозной кривой.

Во-вторых, световая энергия ТЛ выплеска несет вторичную информацию. Первичное же мерило – число захваченных в ловушках электронов, возбуждение которых (тепловое, световое) ведет к их освобождению и при последующей рекомбинации – к излучению квантов света, которые и должны улавливаться регистрирующей аппаратурой. Но некоторая доля квантов поглощается кристаллом в зависимости от его оптической прозрачности, меняющейся под влиянием микропримесей, степени дефектности и прочих показателей, связанных с условиями образования и последующего окружения минерала. Это определяет у образцов трудно учитываемую индивидуальность роста световой энергии люминесценции. Поэтому в новом подходе от такого мерила поглощенной дозы отказались, заменив его температурой максимума элементарного пика ТЛ, поскольку тепловые свойства минерала зависят от основной кристаллической матрицы, и, поэтому температурная дозная функция во много раз стабильнее ее оптического аналога.

В-третьих, при втором порядке кинетики дозная зависимость представляет собой тангенциальную функцию насыщения, когда уровень насыщения определяется динамическим равновесием между захватом электронов и их утечкой. Поскольку и захват, и утечка определяются единым агентом – радиационным воздействием, плотность захваченных электронов при насыщении является параметрической константой.

В-четвертых, отбеливающее воздействие солнечного ультрафиолета происходит по полной аналогии с радиоактивным облучением. При этом имеет место и освобождение захваченных электронов, и их захват. В конечном наступает динамическое равновесие, и плотность электронов в этом случае также является параметрической константой и отражает теоретически обнуленное состояние минерала-хронометра.

Исходя из сказанного, коллегой автора в совместных исследованиях А.И. Шлюковым, физиком по специальности (ушедшим, к сожалению, недавно из жизни), были разработаны [Шлюков, 2005] базовые расчетные формулы:

$$\nu = \left(\frac{T_\infty}{T}\right)^2 \exp\left(\varepsilon / k(1/T - 1/T_\infty)\right) \qquad (3)$$

$$t = \frac{1}{\beta E} \ln \frac{(1+\nu)(1-\nu_0)}{(1-\nu)(1+\nu_0)} \qquad (4)$$

Первая формула (3) определяет нормализованную плотность захваченных электронов $\nu$ на ло-

вушках: $\nu = n/n_\infty$ (n и $n_\infty$ – количество электронов на ловушках в тестируемом образце и поглотившем максимально возможное количество радиации), а вторая формула (4) – расчет возраста ***t*** по отобранному образцу, где $T$ и $T_\infty$ – температура пика люминесценции тестируемого образца и поглотившего максимально возможное количество радиации; $E$ – активность радиационного поля в точке пробоотбора; $\nu$ и $\nu_\infty$ – нормализованная плотность захваченных на ловушках электронов в тестируемом образце и в поглотившем максимально возможное количество радиации; $k$ – константа Больцмана; $\beta$ и $\varepsilon$ – тоже константы, но устанавливаемые предварительным экспериментом, $\beta$ – дозная чувствительность минерала-таймера, $\varepsilon$ – –энергия активации захваченных электронов.

В целом новый критерий, отражая стабильные термические свойства кварца, позволяет устранить негатив прежних методик ТЛ датирования и кардинально меняет ситуацию. Он делает подход к ТЛ датированию принципиально иным: стоимость и трудоемкость работ снижается на порядок, а сам метод становится надежным и доступным инструментом изучения четвертичных отложений.

К настоящему времени метод уже не раз был протестирован на классических четвертичных разрезах в котловине Мертвого моря, детально датированных по радионуклидам урановой серии [Stein et al., 1997]. На рис. 18 для примера показан итог серийного датирования отложений одной из высоких террас в котловине Мертвого моря.

Как видим, в 50-м толще этой террасы все полученные определения дали высокую плотность результатов с малым разбросом величин. Датировки отразили хорошо выраженную закономерность в формате принципа Стено «чем ниже, тем древнее», а в целом полученная последовательность возрастных определений практически не отличалась от рядов датировок, полученных [Stein et al., 1997] из аналогичных отложений по радионуклидам урановой серии.

## Обсуждение

Проблема датирования четвертичных отложений стоит очень остро. Она не проста, но решать ее необходимо. На инструментальном уровне сегодня можно решить практически любую задачу – технически современная электронно-элементная база позволяет осуществить это, причем с вполне приемлемыми затратами. Гораздо труднее решить вопрос о том, как сделать, чтобы специалисты, используя результаты датирования, были уверены в них, причем настолько, чтобы пойти, если этого потребуют новые результаты, на пересмотр прежних схем и взглядов. К сожалению, в этом плане имеют место тенденции, которые необходимо преодолевать. Можно выделить следующее.

Во-первых, играет роль приверженность ряда исследователей схемам и методам, используемым во время проведения среднемасштабной геологической съемки, осуществленной во второй половине прошлого века. Это было грандиозное мероприятие, когда практически с белого листа была покрыта вся территория бывшего СССР. Однако схемы и методы, приемлемые в середине прошлого века, далеко не всегда работают сегодня, что не раз обсуждалось в литературе [Астахов, 2006; Шейнкман, 2008]. В плане датирования мешает сохраняющаяся с тех пор привычка рассматривать его с позиций упрощенного восприятия, особенно относительно проботтбора – поскольку тогда в основном преобладали радиоуглеродный и спорово-пыльцевой анализы, и для них было достаточно найти приемлемый материал и, не сопровождая отбор образцов особыми дополнительными процедурами, отправить их в лабораторию. Причем лабораторно-аналитическая база для такого рода исследований была достаточно разветвленной – тогда существовал межлабораторный контроль, и было возможно проводить статистическую отбраковку невалидных данных. Естественно, исследователи хотят получить возможность для подобных простых решений и сегодня, но в более широких рамках, обеспечиваемых новыми методами и подходами, тогда как последние требуют тщательного соблюдения довольно строгих правил отбора, хранения и обработки образцов, нарушение которых ведет к значительному искажению возрастной информации.

Во-вторых, сегодня в России нет единой программы развития методов датирования, и на фоне острого дефицита возрастных определений очень слабо осуществляется контакт между пользователями результатами датирования и специалистами в области геохронометрии. В результате появление новых возрастных определений в отношении четвертичных образований происходит или благодаря усилиям единичных подразделений, пытающихся, так или иначе, внедрить и использовать новые подходы и методы, или со стороны единичных исследователей на основе, опять же, их единичных контактов с зарубежными партнерами.

В-третьих, нужно осознавать, что организация датирования – вещь дорогостоящая, и в зарубежной практике сегодня получение данных возрастных определений нередко становится не только научным, но и производственным мероприятием, участники которого, поскольку оно в изрядной мере нацелено на самоокупаемость и получение прибыли, оказываются оторванными от объекта наблюдений. Это объективный процесс, и в такой

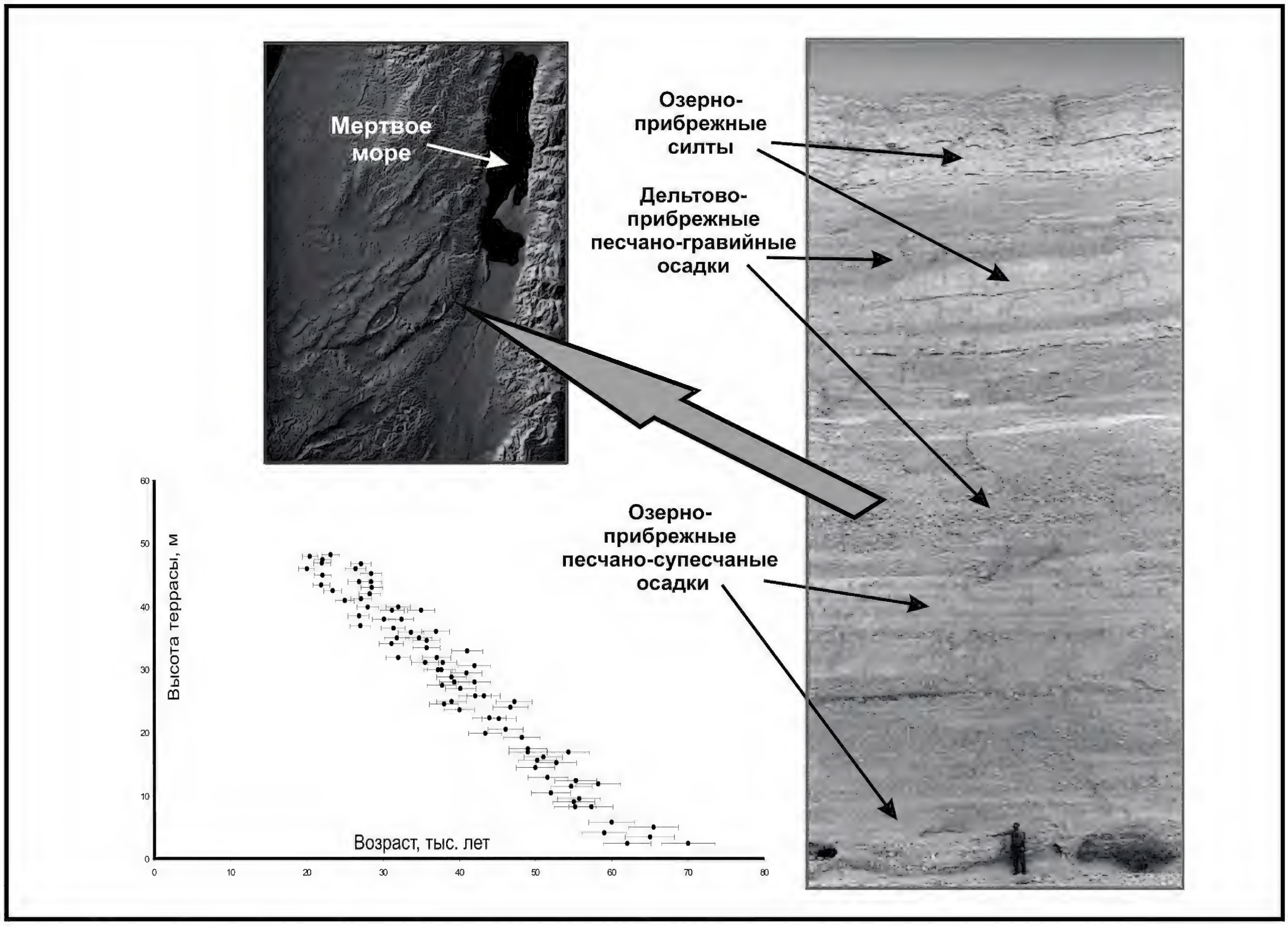



**Рис. 18.** Апробация новой технологии ТЛ датирования на классических четвертичных разрезах в котловине Мертвого моря – пояснения в тексте.

ситуации вся ответственность за полученный результат ложится на заказчика возрастного определения, который должен полностью осознавать возможности используемого метода и вникать в особенности процедуры его реализации.

В-четвертых, сегодня в России нет ни центров межлабораторного контроля, ни подразделения, осуществляющего сертификацию той или иной методики, потому что лаборатории единичны и каждая из них действует самостоятельно. К сожалению, в такой ситуации исследователи, стремясь получить хоть какие-то количественные показатели нба российских объектах, стараются наладить контакт с зарубежными партнерами-аналитиками, которые далеко не всегда вникают в суть событий, интерпретируемых на российской территории. Тем не менее, пользователи результатами датирования часто просто не задумываются о том, что реально можно извлечь из материала, который они отправляют в лабораторию. В итоге оценка появляющихся новых данных нередко происходит только с позиций того, что нравятся или не нравятся эти результаты определенному исследователю, точнее – работают или не работают они на его концепцию.

Вопрос о неправомерности подобного подхода не раз поднимался автором настоящей статьи [Шейнкман 2008, Шейнкман и др., 2009, 2011]. Кроме того, к нему, как к одному из немногих в России исследователей, занимающихся внедрением новых методов датирования четвертичных образований, продолжают обращаться с вопросами, как относиться к тем или иным результатам и как вообще выходить из положения с датированием. Что можно ответить на такие вопросы? – Позиция автора в этом плане позиция однозначная. В ней два аспекта.

Первый аспект касается перспектив датирования четвертичных отложений. Реальность такова, что, несмотря на позитив существенного расширения в России сети лабораторий $^{14}C$ датирования, с внедрением других методик сохраняется много сложностей. Единственной, и, по-видимому, на долгое время, установкой УМС-AMS, также для датирования по $^{14}C$, будет установка, создаваемая в Новосибирском Академгородке. Насколько доступным и приемлемым по цене будет датирование на ней, покажет время. В любом случае это будет датирование только по органике и в обусловленных возможностями $^{14}C$ метода ограничениях.

Что касается создания установок УМС-AMS, ориентированных на широко используемое ныне за рубежом датирование по $^{10}Be/^{26}Al$ в скальных породах, для него необходима разрешающая способность аппаратуры существенно выше, чем по $^{14}C$, и нужно признать, что на ближайшее будущее в России создания таких установок даже не намечается. Поэтому реальный выход из положения – разработка приемлемых для условий России методик дозиметрического датирования, в первую очередь – люминесцентного анализа по содержащим кварц отложениям. Поскольку главное достоинство этого минерала заключается в его вездесущности, устойчивости в отношении химического и механического воздействия и хорошей изученности. Тем более что современная приборно-элементная база позволяет сделать аппаратуру для работы с кварцем не только высокопроизводительной и позволяющей использовать статистический контроль результатов, но и компактной, относительно недорогой и, поэтому, доступной различным исследовательским подразделениям.

Второй аспект касается оценки того или иного массива данных, так или иначе накапливаемых в процессе использования в России новых методов датирования. Вопрос этот деликатный, поэтому будем оперировать только объективной конкретикой опытно-экспериментального характера.

Помимо единичных $^{10}Be/^{26}Al$, ЭПР-ЭСР и некоторых других возрастных определений, которые можно считать достаточно надежными – большей частью они получены в сотрудничестве с зарубежными партнерами, в основном на российском научно-информационном поле фигурируют различные материалы на основе люминесцентного анализа. Первый небольшой массив этих данных был введен в научный оборот в 1970-х гг., когда на территории бывшего СССР появились две упомянутые выше установки ТЛ анализа – в Москве и Киеве. Они стали поставлять по России свои, тогда еще единичные, данные возрастных определений, полученные на базе традиционной технологии – использующей для расчета первый порядок кинетики ТЛ процесса.

Данные эти были часто противоречивы, но других не было, и они поставлялись до конца 1980-х гг. В условиях острого дефицита датировок в их использовании естественно проявился субъективный фактор. Наиболее ярко это проявилось при датировании четвертичных образований в Сибири, где вопрос о дефиците возрастных определений стоял особо остро. Типичный пример – временная привязка в четвертичных толщах разрезов Алтая, когда по единичным ТЛ определениям по основным моренам (которые, как было показано выше, этим методом датировать вообще неправомерно) были выделены ледниковые эпохи плейстоцена, что даже было помещено в издание [Стратиграфический словарь…., 1982]. Дело в том, что эти датировки были изрядно «состарены» прежней процедурой ТЛ анализа, но хорошо

ложились на кальку господствовавших тогда европейских схем – этот вопрос детально разбирался в работах [Шейнкман, 2002а, 2002б], поэтому здесь на нем детально останавливаться не будем. Отметим только, что результаты повторного датирования алтайских разрезов, проведенного автором по технологии ТЛ анализа нового поколения, дало возрастные определения в разы моложе – все морены, ранее считавшиеся среднеплейстоценовыми образованиями, оказались по нашим данным позднеплейстоценовыми.

К концу 1980-х гг. новое, на основе регионально-эталонной технологии, направление в методике ТЛ анализа (см. выше) окрепло, и посредством ее был проведен ввод большого массива новых данных сначала по Русской равнине, а затем и по Сибири. Все это было доложено в 1990 г. на 7 Всесоюзном совещании по изучению четвертичного периода по [Шлюков и др., 1990; Шейнкман, 1990], и тогда же был поставлен вопрос о пересмотре результатов, полученных посредством прежней процедуры ТЛ датирования.

Таким образом, ответ на вопрос, как относиться к материалам датирования 1970-х гг. в России и данным, полученным по прежней технологии ТЛ датирования, был дан уже в то время. Не все исследователи соглашались с таким вердиктом, тем более что корректировка вызвавших споры ТЛ датировок нового поколения проводилась посредством относительно мало известного варвоциклитного анализа, а вскоре наступил резкий спад в исследованиях, нацеленных на развитие аналитической базы датирования, и новых материалов по данной тематике длительный период не публиковалось. Больше того, отдельные исследователи не стали вникать в суть противоречий разных методик ТЛ анализа и начали выступать против люминесцентного датирования вообще (см. обзоры [Шейнкман, 2008; Шейнкман и др., 2009, 2011]) – эта точка зрения, конечно, была крайней, но, тем не менее, показывала состояние датирования и остроту проблемы.

В тех условиях исследования автора и его коллеги А.И. Шлюкова пришлось перенести из России в Израиль, где в конце 1990-х гг. на их проведение автором были получены соответствующие гранты. Прежде всего, в процессе этих исследований было решено дать принципиальный ответ на вопрос о корректности используемой тогда регионально-эталонной разновидности ТЛ анализа. Это было сделано посредством тестирования метода повторным датированием позднеплейстоценовых отложений в классических, надежно и детально датированных М. Штайном с коллегами [*Stein, M. et al., 1997*] разрезах Мертвого моря (рис. 19).

Как видим, наши результаты, и результаты научной группы М. Штайна, практически совпали. После этого было выполнено еще несколько серий датировок этим методом в окрестностях Мертвого Моря [Sheinkman, Shlukov, 2001; Sheinkman, 2002], которые подтвердили валидность нового подхода и его результативность.

Это также относится к вопросу о том, насколько постороннему читателю можно быть уверенным соответствующих результатах датирования. Если первый в России массив данных ТЛ анализа, полученных по прежней технологии, существовал как бы сам по себе, то массив возрастных определений, полученных посредством регионально-эталонной технологии ТЛ анализа и введенных в научный оборот автором и его коллегой А.И. Шлюковым, был неоднократно проверен путем перекрестного датирования известными надежными методами. Эта же технология стала применяться с конца 1990-х гг., правда, пока очень ограниченно, в Бурятском НЦ СО РАН; ее применяет еще один коллега автора – А.В. Перевалов [Перевалов и др., 1997, 2009], с подразделением которого также поддерживается тесное сотрудничество.

На разрезах Мертвого моря была отработана технология ТЛ анализа и на следующем этапе его развития – пиково-температурный метод. Эта работа началась уже в середине 2000-х гг., когда стало ясно, что преодолеть ограничения регионально-эталонного подхода невозможно. Полученные тогда, посредством нового метода, результаты также практически совпали с возрастными определениями М. Штайна (один из датированных разрезов показан на рис. 17). Они были доложены на XVII конгрессе INQUA [Shlukov, Sheinkman, 2007], получили одобрение, и вскоре после этого, когда ушел из жизни постоянный партнер автора А.И. Шлюков, исследования переместились в Сибирь, в ИКЗ СО РАН. Здесь к работе подключилась группа молодых инженеров-физиков, которые благодаря возможностям современной элементной базы приборостроения поставили задачу сделать аппаратуру для ТЛ датирования по новой технологии компактной, переносной и настолько надежной, чтобы ее можно было использовать непосредственно в полевых условиях. В настоящее время эта работа завершается.

Оценивая новые данные по датированию четвертичных объектов в России нельзя не затронуть большие массивы данных, которые в последние годы введены в научный оборот зарубежными исследователями. Самый большой из них, касающийся горячо обсуждаемой проблемы древних оледенений на северо-западе Евразии, получен при осуществлении проекта QUEEN [Svendsen et al., 2004]. Поскольку в нем представлено большое

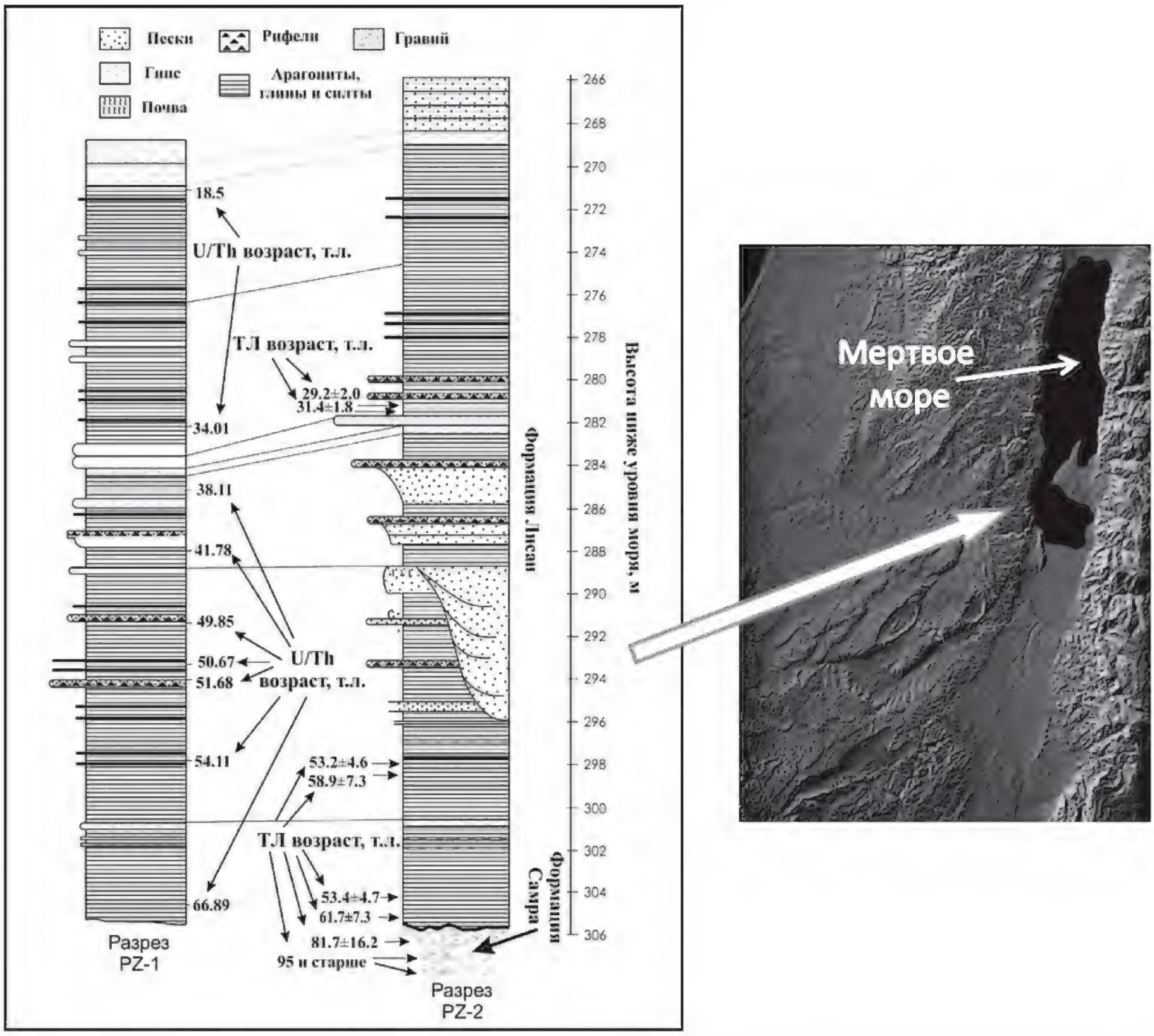



**Рис. 19.** Тестирование данных датирования регионально-эталонной технологии ТЛ анализа на классических разрезах Мертвого моря посредством их сравнения с результатами U/Th возрастных определений по [*Stein, M. et al., 1997*]

количество люминесцентных датировок, к автору часто обращаются с традиционным вопросом, как к ним относится, потому что нередко исследователи, представляющие свои схемы и использующие эти датировки, осторожно уточняют – если эти датировки верны. Иными словами, прослеживается все та же тенденция: вместо вникания в суть технологий датирования хотя бы на уровне, чтобы уметь характеризовать степень достоверности возрастных определений, ряд исследователей просто ожидает, что это сделает кто-то еще. В условиях России это тупиковый подход.

Тем не менее, о данных проекта QUEEN можно сказать, что в процессе его осуществления была проделана огромная работа с большим объемом разного рода аналитики. Те возрастные определения, что получены на основе отработанных радиометрических технологий, не нуждаются в комментариях. Что касается многочисленных люминесцентных датировок, то у автора нет доступа к протоколам отбора и обработки образцов, и он может сказать только следующее. Если исследователи использовали процедуру датирования, исключающую искажение результатов, и с корректировкой данных перекрестным датированием известными надежными методами, то таким данным можно доверять – эти вопросы были детально освещены в соответствующих разделах настоящей статьи и не будем к ним возвращаться.

Можно для примера отметить, что в проекте QUEEN участвовала упомянутая выше лаборатория А.Н. Молодькова, который очень тщательно

относится к датированию, и его ОСЛ определения выполняются с кропотливым выделением мономинеральной фракции минерала-хронометра и последующей заверкой полученных данных результатами ЭПР-ЭСР датирования. Такие возрастные определения не нуждаются в комментариях. Однако среди фигурирующих в проекте QUEEN временных привязок фигурируют и те, что основаны на люминесцентных определениях, выполненных по образцам, порой явно отобранным из быстро захороненных осадков, не успевших пройти отбеливание. Или из осадков с меняющимся, в процессе их нахождения в изучаемой толще пород, облучением. Кроме того, ряд определений выполнен по методике усредненной оценки выплеска ТЛ сигнала. На наш взгляд, оперировать такими определениями нужно крайне осторожно, и в каждом конкретном случае вникать в суть процедуры получения датировок.

Надо отметить, что внедрение новых методов возрастной диагностики и появление полученных с их помощью данных в любом случае повлечет за собой требование пересмотра прежних схем. Тенденция такого рода – процесс объективный, и с ним необходимо считаться.

Даже если оставить в стороне дискуссию о правомерности датирования определенными разновидностями люминесцентного датирования, когда были существенно омоложены [Шейнкман, 2002а; 2002б] возрастные определения, представленные в [Разрез…, 1978; Стратиграфический…, 1982], ставят на повестку дня вопросы такого рода новые и уже не дискутируемые возрастные определения. Можно привести два примера, связанных с датированием по $^{10}$Be каменного материала конечных морен.

Первый пример – датирование конечных морен вблизи современных ледников Полярного Урала, проведенное посредством $^{10}$Be метода научной группой Яна Мангеруда [Mangerud et al., 2008]. Морены вблизи современных ледников оказались отложенными в период МИС-2, а в двух десятках километров от них – в МИС-3 – МИС-4 (рис. 20), что практически ставит точку в многолетних спорах о размерах позднеплейстоценового оледенения в Приуралье, подтверждая вывод о его ограниченности.

Второй пример из Северной Монголии. Здесь в Прихубсугулье устья трогов, открывающихся в межгорные котловины, окаймляются амфи-

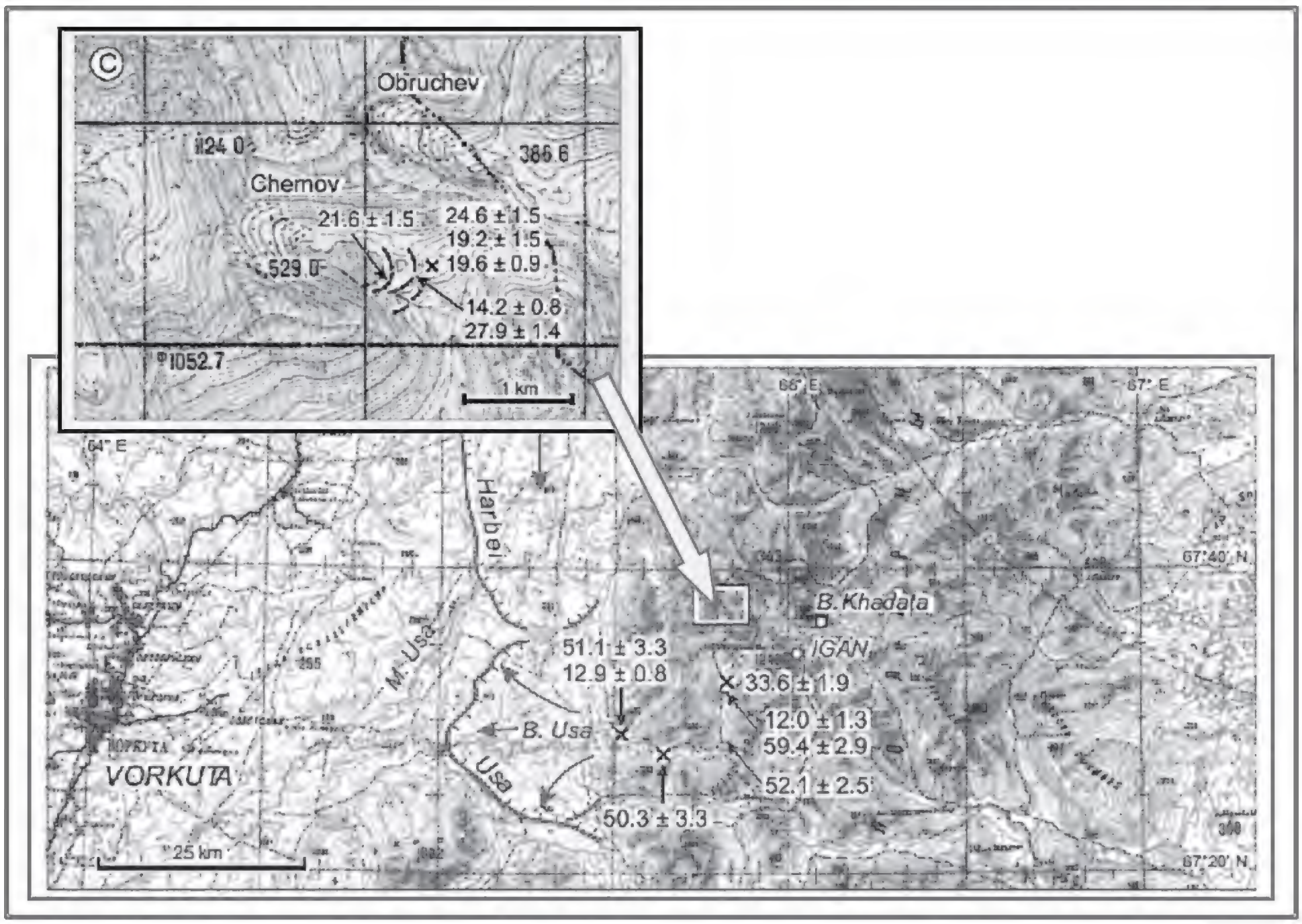



**Рис. 20.** Копия схемы из [Mangerud et al., 2008] с положением датированных по $^{10}$Be конечных морен вблизи современных ледников Полярного Урала.

театрами конечных морен. Эти морены во время проведения среднемасштабной геологической съемки были отнесены к среднему плейстоцену. В начале 2000-х гг. автором в этом районе проводились исследования и по аналогии с датированными им ранее моренами Алтая [Шейнкман, 2002а; 2002б] отмеченные морены также были отнесены к отложениям начала позднего плейстоцена, соответствующих по возрасту МИС-5d [Шейнкман и др., 2006, 2009]. Но Аланом Гиллеспи (университет Вашингтона) во время совместных с ним исследований автора в Дархадской котловине, расположенной к востоку от оз. Хубсугул, по отобранным тогда образцам на $^{10}$Be (рис. 21) было получено около двух десятков существенно более молодых возрастных определений, соответствующих по возрасту МИС-2. Эти результаты пока не опубликованы Аланом Гиллеспи в отдельной статье, но уже представлены и озвучены им в его докладе на недавнем XVIII конгрессе INQUA (Берн, 2011).

Скорее всего, в Дархадской котловине более молодые морены лежат на более древних. Но в любом случае, как и в ситуации по Полярному Уралу, новые данные возрастной диагностики требуют существенного переосмысления взглядов на ход четвертичного оледенения и пересмотра прежних палеогеографических схем.

Повторим еще раз: обновление методик датирования и схем, обоснованных возрастными определениями, – процесс объективный. Безусловно, некоторые исследователи будут определенное время с недоверием относиться к новым методам возрастной диагностики и построениям на базе полученных с их помощью результатов. Поэтому повторим и то, что степень доверия к этим результатам будет зависеть только от того, насколько исследователи осознают физическую суть новых методов и требования процедуры их применения.

## Заключение

Подытоживая изложенное, следует сказать, что хронологическая структуризация четвертичных событий – важнейший компонент обобщения накопленного опыта в науках о Земле, поскольку на костяке временной шкалы строится геосистемное упорядочивание данных. Не все методы датирования пока точны. Тем не менее, целый ряд из них уже хорошо отработан и в свою очередь они служат надежной базой для тестирования новых методов.

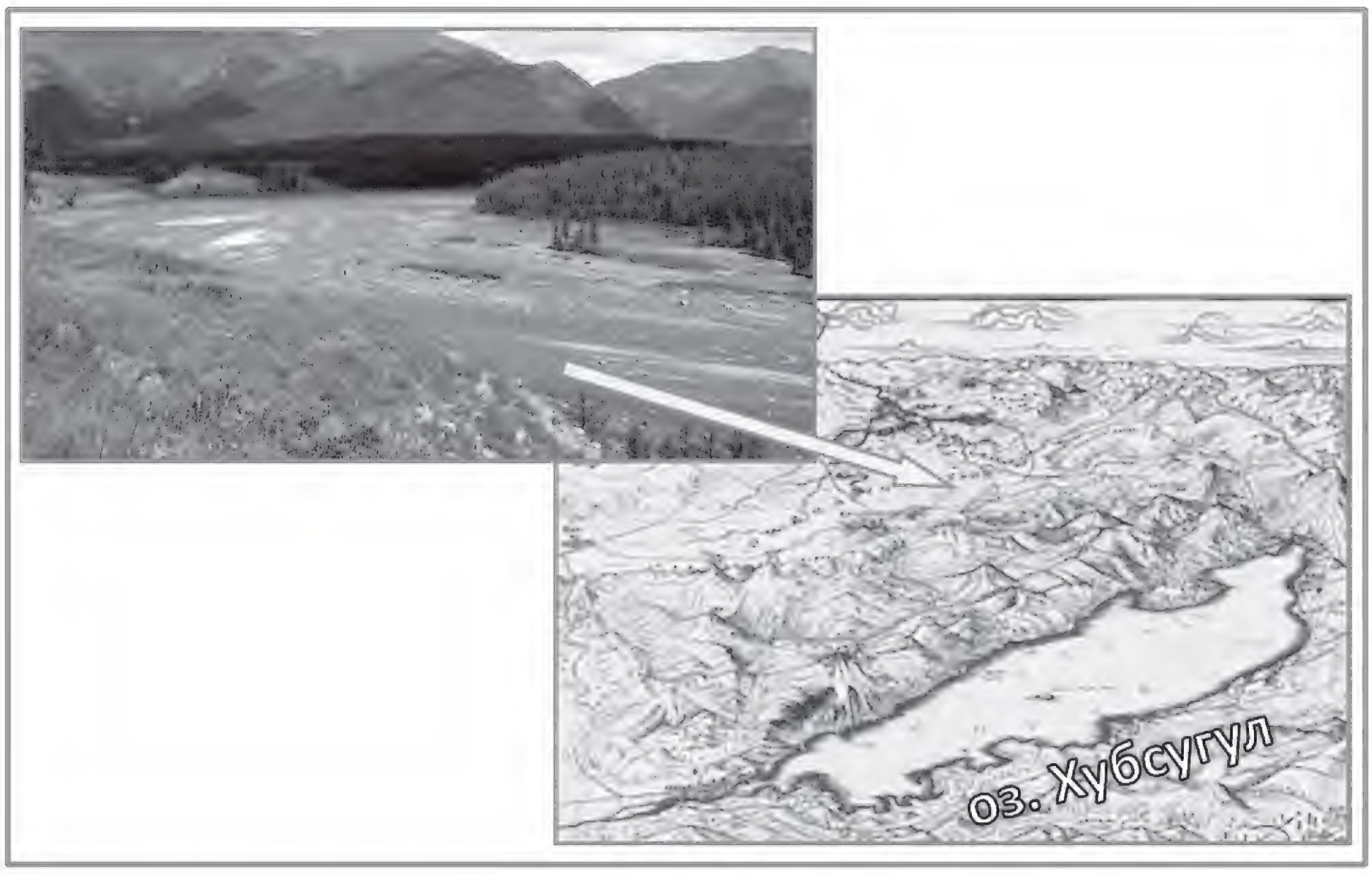



**Рис. 21.** Прихубсугулье и один из конечно-моренных комплексов, датированных по $^{10}$Be

Сила геохронометрии как раз и заключается в том, что методы различны, и их перекрестные данные могут контролировать друг друга. Продолжить эту мысль можно еще одной эмоциональной цитатой упомянутого в начале статьи исследователя: «Если бы это было не так, так и говорить было бы не о чем! Это как с корабельными хронометрами: если он один, никак нельзя определить, когда он врет; если два – уже можно понять, что один из них врет, неясно, лишь, какой из двух; ну а если их три или больше – точное время можно узнать практически всегда».

Проблем в геохронометрии, конечно, сегодня стоит немало. Автор много лет посвятил изучению методик датирования и разработке новых подходов к нему. Он понимает, что в руках специалистов пока только механизмы возрастной диагностики на геологических курантах с часовой стрелкой, и еще нет часов с минутной и, тем более, секундной стрелками. Но, опираясь на имеющиеся результаты исследований, уже можно говорить о реальности уверенно определять возраст основных образований квартера в достаточно широких пределах. Тем более что сегодня можно уже говорить и о том, что есть альтернатива традиционным, ограниченно работающим методам.

На наш взгляд наибольшая перспектива у дозиметрических методов, в первую очередь у ТЛ метода по кварцу – строгость структуры и свойств этого минерала позволяют выделять в его развитии физические явления, надежно интерпретируемые как временная компонента. Предложенная в статье новая ТЛ методика работы с этим минералом-таймером, созданная на основе разработок автора и А.А. Шлюкова, позволяет реально выйти на высокопроизводительные технологии возрастной диагностики практически любых четвертичных отложений в диапазоне первых сотен тысяч лет. Она вполне доступна для исследователей самого разного профиля, и по сравнению с прежними методиками ТЛ анализа не только на порядок выше по производительности, но и значительно надежнее, точнее и гораздо дешевле. Это, безусловно, не панацея, но новый подход дает возможность существенно продвинуться в решении острой и насущной проблемы датирования четвертичных образований. Главное – он позволяет проводить доступным способом серийный отбор образцов и на его основе осуществлять статистический контроль датировок, что на сегодня является важнейшим критерием их проверки.

Автору хотелось бы и в заключении подчеркнуть тот факт, что первыми в геологии еще в 1960-е гг. обосновали применение ТЛ-метода датирования Г.В. Морозов на Украине и А.И. Шлюков в России. Отечественная наука в этой области заложила солидную базу и занимала ведущие позиции. Однако затем часть из них была утеряна, и сегодня обозначились настораживающие тенденции в том плане, что некоторые исследователи, ссылаясь на спорные датировки и не вникая в методику, предлагают «отменить» ТЛ-датирование, тогда как на деле они просто некорректно используют не только данные датирования, но и подходы к нему [Шейнкман и др., 2009, 2011]. Поэтому подчеркнем еще раз и то, что если исследователи, изучая образования квартера, хотят оперировать валидными возрастными определениями, то нет иного способа получить их, как посредством вникания в отмеченную выше «заумь» методик, а затем – тщательного соблюдения их.

Отметим также, что в России ныне началось создание установок ТЛ датирования нового поколения. Но порой исследователи идут по пути далеко не всегда продуманного дублирования зарубежных методик, что на наш взгляд и дорого, и непродуктивно. Теоретические и практические отечественные разработки в рассмотренной области, заложенные намного раньше зарубежных [Морозов, 1968; Шелкопляс, 1974; Шлюков и др., 1990; Morosov, 1968], были хорошо обоснованы с позиций физики [Фок, 1964; Антонов-Романовский, 1966; Физическая…, 1990]. Сегодня именно на их базе создана новая технология датирования, результаты которой уже достаточно аргументированы и подкреплены результатами корректных многочисленных экспериментов [Шейнкман и др.,2009, 2011]. И именно они сегодня позволяют решать поставленные задачи на наиболее высоком научном уровне.

Таким образом, намного целесообразней объединить усилия исследователей для снятия накопившихся проблем и создания не зависящей от капризов зарубежного производителя доступной аппаратурной базы на основе отечественных разработок. Тем более что на основе временной привязки четвертичных комплексов экстраполируется тренд и строится прогноз развития окружающей среды, а от степени детализации и надежности выявления событий плейстоцена зависит верность проводимых построений.

## Благодарности

Понимая, насколько трудно в современной ситуации развивать методику датирования четвертичных отложений, автор осознает, что без поддержки коллег продвигаться вперед было бы просто невозможно. Поэтому он приносит свою искреннюю благодарность за огромную помощь в осуществлении задач возрастной диагностики руководителям ИКЗ СО РАН и ИГ СО РАН ака-

демику В.П. Мельникову и проф. В.М. Плюснину. Также автор приносит искреннюю благодарность нынешнему главе Комиссии по изучению четвертичного периода РАН проф. Ю.А. Лаврушину, который постоянно оказывал автору всемерную дружескую и научную поддержку. Автор хотел бы выразить свою признательность и создателю первой в России лаборатории ТЛ анализа, с которым он проработал бок о бок не одно десятилетие – А.И. Шлюкову, хотя он и ушел недавно из жизни. Но сегодня работает научное наследие этого исследователя, без которого многие задачи возрастной диагностики сегодня просто не могли бы быть поставлены.

## Литература

*Антонов-Романовский В.В.* Кинетика фотолюминесценции кристаллофосфоров. М., Наука,1966, 324 с.

*Афанасьев С.Л.* Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М., Наука, 1987, 144 с.

*Афанасьев С.Л, Архипов С.А.* Наноциклитный метод определения геологического Возраста четвертичных отложений. Новосибирск, Наука, 1990, 126 с.

*Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Кощуг Д.Г., Газеев В.М., Шабалин Р.В.* ЭПР датирование по породообразующему кварцу извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) // Доклады РАН, 2002, т. 385, №1, с. 92–96.

*Вагнер Г.А.* Научные методы датирования в геологии, археологии и истории (Перевод с английского). М., Техносфера, 2006, 576 с.

*Власов В.К., Куликов О.А.* Расчет скорости накопления дозы при термолюминесцентном датировании // Доклады АН СССР. 1977. -Т. 233.-№3.-С. 467–469.

*Власов В.К., Куликов О.А. 1987.* К вопросу о пределах применимости РТЛ-метода. Методы изотопной геологии. Тезисы докладов Всесоюзной школы-семинара, ч. 2. М., с. 258–259.

*Вяткин С.В.* Термоселективная методика датирования кварца по Al-парамагнитным центрам и уточнение хронологии извержений вулкана Эльбрус. Диссертация на соискание ученой степени к. г.-м. н., М., МГУ, 2007, 137 с.

*Завойский Е.К.* Электронный парамагнитный резонанс и физика плазмы. Избранные труды: М., Нука, 1990, 343 с.

*Матросов И.И., Чистяков В.К., Погорелов Ю.Л.* Исследование термолюминисценции геологических материалов. Томск, 1979, изд-во Томского университета, 114 с.

*Матросов И.И., Погорелов Ю.Л.* 1978. О сверхлинейности накопления светосуммы ТЛ в кварце // Журнал прикладной спектроскопии, Т. 29, Вып.5, с. 23–29.

*Морозов Г.В.* Применение термолюминесцентного метода для изучения отложений лессовой формации. Автореферат на соискание ученой степени к. г.-м. н. Киев, Институт геологических исследований АН УССР, 1968, 23 с.

*Перевалов А.В., Резанов И.Н.* Первый опыт термолюминесцентного датирования антропогеновых отложений юго-западного Забайкалья // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 7, с. 1245–1251.

*Перевалов А.В., Шейнкман В.С., Лютоев В.П., Цыденов А.Б.* Дозиметрические свойства природного кварца и возможности его использования для определения возраста четвертичных отложений // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Материалы III международной конференции. Томск, 2009, с. 440–443.

*Разрез новейших отложений Алтая* (Под ред. К.К. Маркова). 1978. М., изд-во МГУ, 208 с.

*Руководство по изучению новейших отложений.* (Под ред. П.А. Каплина). М., изд-во Московского университета, 1987, 238 с.

*Стратиграфический словарь СССР*. Палеоген, неоген, четвертичная система. Л., Недра, 1982, 616 с.

*Физическая энциклопедия.* Т. 2. (Под ред. А.М. Прохорова). М., Советская энциклопедия, 1990, 703 с.

*Фок М.В.* Введение в кинетику люминесценции кристаллофосфоров. М., Наука,1964, 283 с.

*Шабалин Р.В.* ЭПР датирование по породообразующему кварцу извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) // Доклады РАН, 2002, т. 385, № 1, с. 92–96.

*Шейнкман В.С.* Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов // Материалы гляциологических исследований, 2008, № 105 с. 51–72.

*Шейнкман В. С.* Тестирование S-S-технологии термолюминесцентного датирования на разрезах побережья Мертвого моря, её использование в Горном Алтае и палеогеографическая интерпретация результатов // Археология, этнография и антропология Евразии, № 2, 2002а, с. 22–37.

*Шейнкман В. С.* Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая, тестирование результатов датирования на разрезах Мертвого моря и палеогляциологическая интерпретация полученных данных // Материалы гляциологических исследований. Вып. 93. М., 2002б, с. 17–25.

*Шейнкман В.С.* К проблеме датирования четвертичных отложений в горах Сибири // Палеогеография Средней Сибири. 1995, Вып.2, Красноярск, с.191–199.

*Шейнкман В. С.* Об изучении следов четвертичных оледенений в горах Юга Сибири // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Материалы 7 Всесоюзного совещания. Т.3. Таллинн, 1990, с.173 –174.

*Шейнкман В.С., Мельников В.П.* Актуальность, возможности и проблемы датирования четвертичных отложений // Квартер во всем многообразии. Материалы VII Всероссийского Совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты – Санкт-Петербург, 2011, с. 309–312.

*Шейнкман В.С., Антипов А.Н., Шлюков А.И.* Абсолютное датирование четвертичных комплексов: проблемы и возможные решения // Фундаментальные проблемы квартера: Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материа-

лы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, СО РАН, 2009, с. 625–628.

*Шейнкман В.С., Кривоногов С.К.* Парадокс аггрaдации многолетнемерзлых пород в Сибири и Монголии и его связь с динамикой четвертичного оледенения // Материалы международной конференции «Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений», Тюмень, 2006, Т. 2, Научный Совет по криологии Земли РАН, с. 65–70.

*Шелкопляс В.Н.* Термолюминесцентный метод и его применение для стратиграфии плейстоценовых субаэральных отложений. Автореферат на соискание ученой степени д. г.-м.н. Киев, Институт геологических исследований АН УССР, 1974, 45 с.

*Шлюков А.И.* Способ определения абсолютного времени образования геологических и археологических объектов. Патент: RU 225 3103 C1, Бюллетень № 15, 2005, 18 с.

*Шлюков А.И., Восковская Л.Т., Ляшенко М.Г., Шаховец С.А., Шейнкман В.С.* Прогресс новой ТЛ-технологии на Русской равнине. Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Материалы 7 Всесоюзного совещания, Т. 3, Таллинн, 1990. с. 185–186.

*Aitken M.J.* An introduction to optical dating. Oxford University Press, 1998, 267 p.

*Aitken M.J.* Thermoluminescence dating. London, Orlando, San Diego, New York, Austin, Montreal, Sydney, Tokyo, Toronto: Academic Press. 1985, 359 p.

*Aitken M.J., Tite M.S., Reid J.* Thermoluminescent dating of ancient ceramics // Nature, 1964, Vol. 202, pp. 1032–1033.

*Chen Y., Feng J., Gao J., Grun R.* Investigation of the potential use of ESR signals in quartz for palaeothermometry // Quaternary Science Reviews,1997, vol. 16, p. 495–499.

*Daniels F., Boyd C.A., Saunders D.F.* Thermoluminescence as a research tool // Science, 1953, № 117, pp. 343–349.

*Dating Quaternary Sediments* (Ed.: Easterbrook, D. J.). Geological Society of America Special Paper, 1988, № 227, 165 p.

*Dating and earthquakes: review of Quaternary geochronology and its application to paleoseismology* (Eds.: Sowers J.M., Noller J.S., Lettis W.R.). NUREG/CR-5562. 1998, 752 p.

*English, P., Spooner, N.A., Chappell, J., Questiaux, D.G. &. Hill, N.G.* Lake Lewis basin, central Australia: environmental evolution and OSL chronology //Quaternary International, № 83–85 (2001), pp. 81–101

*Frechen M., Dodonov* A. E. Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan // Geol Rundsch., 1998, № 87, pp. 2–20.

*Grun R.* Electron spin resonance (ESR) dating // Quaternary International,1989, vol. l, pp. 65–109.

*Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. &. Thewalt, M.L.W.* Optical Dating of Sediments. Nature, 1985, vol. 313, pp. 105–107

*Ikeya M.* New applications of electron spin resonance. Dating, Dosimetry and Microscopy // World Scientific. Singapore, New Jersey, London, Hong Kong, Bangalore, 1993, 500 p.

*Ikeya M.* ESR (EPR) dating based on natural radiation effects // Nuclear Geophysics, 1994, vol. 8, № 3, pp. 201–224.

*Kennedy G.C., Knoph L.* Dating by thermoluminescence // Archeology, 1960, №13, pp. 147–148.

*Libby W.F.* Radiocarbon Dating. University of Chicago Press. 1955, 174 p.

*Liritzis I.* Advances in thermo- and opto-luminescence dating of environmental materials (Sedimentary Deposits). Global nest: The International Journal, 2000, vol. 2, N0 1, pp. 3–49.

*Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvic T.* Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Maximum than today // Quaternary Science Review, № 27, 2008, pp. 1047–1057.

*Molodkov A.N.* ESR dating evidence for early man at a Lower Palaeolithic cave-site in the Northern Caucasus as derived from terrestrial mollusc shells // Quaternary Science Reviews. 2001, vol. 20, pp. 1051–1055.

*Molodkov A.N.* ESR Dating of Lymnaea baltica and Cerastoderma glacium from Low Ancylus Level and Transgessive Litorina Sea Deposits // Applied Radiations and Isotopes, 1996, vol. 47, № 11/12, pp. 1427–1432.

*Morosov, G. V.* The relative dating of Quaternary Ukrainian sediments by the thermoluminiscence method. 8th Quaternary Association Congress, Paris, 1968. pp. 167.

*Porat, N., Amit, R., Zilberman, E. & Enzel, Y.* Luminescence dating of fault-relayted alluvial fan sediments in the Southern Arava valley, Israel // Quaternary Science Reviews, 1997, vol. 16, pp. 397–402.

*Randall J.T. & Wilkins* M.H.F. Phosphorescence and electron traps // *Proc. Royal Soc., Ser. A 184*, 1945, pp. 366–407.

*Rink W.J.* Electron Spin Resonance (ESR) Dating And ESR Applications In Quaternary Science And Archaeometry // Radiation Measurements 1997. V. 27. – №. 5–6.-p. 975–1025.

*Sheinkman V. S.* Quaternary Glaciations – Extent and chronology**.** Chapter: Glaciation in the High Mountains of Siberia. INQUA. Amsterdam, Elsevier, 2011, pp. 883–907.

*Sheinkman V. S.* Late Pleistocene invasion of Palaeo-Dead Sea into the lower Zin Valley, the Negev Highlands, Israel // European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series. -Vol. 2. – 2002. - P. 113–122.

*Sheinkman V.S., Melnikov V.P. Panyukov D.A.* A new approach to TL dating and its realization in Siberia // Proceedings of the XVIII INQUA Congress. Bern, 2011, ID 622.

*Sheinkman, V. S., Shlukov, A. I.* Experimental age determination of the Lisan sediments by speeded-up technique of TL dating (S-S method)**.** Israel Geol. Soc. Annual meeting, 2001, pp.110.

*Shlukov A.I., Sheinkman V.S.* Dating the highest Sediments of the Dead Sea Late Pleistocene. Precursor by new TT-technique // Quaternary International. 2007, Vol. 167-168. – XVII INQUA Congress: ELSEVIER, pp. 382.

*Shlukov A.I., Sheinkman V.S.* Saturation of 300°C peak of quartz: a working hypothesis // LED 2002 - 10th Inter-

national conference on luminescence and electron spin resonance dating. Reno, Nevada, 2002, pp. 161.

*Shlukov A.I., Shakhovets S.A., Voskovskaya L.T., Lyashenko M.G.* A criticism of standard TL dating technology // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. 1993, № 73, pp. 373–381.

*Stein, M., Starinsky, A., Katz, A., Goldstein, S. L., Machlus, M., Schramm, A.* Strotium isotopic, chemical, and sedimentological evidence for the evolution of Lake Lisan and the Dead Sea. // Geochemica et Cosmochemica Acta. 1997, № 61 (18), pp. 3975–3992.

*Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswelle J.A., Funder S., Gataulling V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M.,. Hubberten H.W, Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjaer K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Mangerud A.J., Matiouchkov A., Murray A., Moller O., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M. J., Spielhagen R.F. & Stein R.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews,* 2004, № 23, 1c. 229–1271.

*Wagner G.A.* Age determination of young rocks and artifacts. Berlin, Heidelberg, New York *etc*. Springer, 466 p.

*Walker, M.* Quaternary Dating Methods. John Wiley and Sons, 2005, 286 p.

*Luminescence and ESR dating and allied research* (Ed.: Wintle, A. G.). Radiation Measurements, Special Issue, 1997, № 27 (5/6), 1025 p.

*Zeller, E. J., Levy, P. W., Mattern, P. L.* Geologic dating by electron spin resonance // Radioactive Dating and Methods of Low-Level Counting. Proceedings of symposium. International Atomic Energy Agency in Cooperation with joint Commission on Applied Radioactivity (ICSU). Monaco, March 2–10. 1967, Vienna, p. 531–540.

*Zeller E.J.* Use of electron spin resonance for measurement of natural radiation damage // Thermoluminescence of Geological Materials. London: Acad. Press., 1968, pp. 271–279.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 71, 2011 г.

# ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРРАС В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

**А.В. Панин, Е.Ю. Матлахова, Ю.Р. Беляев, Ж.-П. Бульярт, Л.Ф. Дубис, А. Мюррей, О.М. Пахомова, Е.В. Селезнева, В.В. Филиппов**

Песчаные аллювиальные поверхности, на несколько метров возвышающиеся над речными поймами, широко развиты в долинах центральных районов Восточно-Европейской равнины (ВЕР) и получили наименование «первая надпойменная» (1-я НПТ), или «боровая терраса». Типичные высоты этой террасы в долине Оки и ее притоков 9–15 м [Асеев, 1959; Кригер, Копосов, 1996; Строение …, 1996], в долине Волги она растет от 8–11 м в верховьях до 17–20 м в среднем течении [Москвитин, 1958; Обедиентова, 1977]. В долине Дона выделяется т.н. «подклетненская терраса» – низкая ступень 2-й НПТ высотой 15–17 м, завершение формирования которой отнесено к началу позднего валдая [Грищенко, 1976]. Формирование этой террасы сопоставляется со временем последней, поздневалдайской (осташковской) холодной эпохи. «Вторая надпойменная» терраса (2-я НПТ), сопоставляемая с предыдущим (ранневалдайским, или калининским) криохроном, выделяется на относительных высотах 16–25 м [Грищенко, 1976; Кригер, Копосов, 1996; Строение …, 1996]. Ее поверхность часто покрыта плащом лессовидного материала, что сразу меняет тип биоценоза и служит признаком дифференциации разновозрастных террасовых уровней. Единообразное строение террасовых комплексов в бассейнах Оки, среднего Днепра, верхнего и среднего Дона, средней Волги позволяет использовать морфологию речных долин – выделяемые ступени террас и их относительные высоты – при геоморфологическом и геологическом картировании: пойма – аллювиальная поверхность голоценового возраста, сложенная голоценовым аллювием; первая терраса – поздневалдайского возраста и сложена поздневалдайским (времени последнего ледникового максимума) аллювием, и т.п.

Возрастная привязка террас и слагающих их аллювиальных толщ восходит к прослеживанию переходов волжских и днепровских террас в разновозрастные зандры, т.е. выполнена методами геоморфологической корреляции [Москвитин, 1958; Обедиентова, 1977; Горецкий, 1970]. Стратиграфическая привязка аллювиальных толщ выполнена, в основном, по спорово-пыльцевым данным. В частности, практически во всех случаях для позднеплейстоценовых аккумулятивных террас реконструируются относительно теплые условия для времени накопления основания аллювиальных толщ, и переход к холодным условиям вверх по разрезу [Грищенко, 1976; Строение …, 1996 и др.]. Это дает основание увязывать циклы углубления-выполнения речных долин с климатическими ритмами и использовать климатостратиграфический подход в качестве средства стратиграфической и геоморфологической корреляции [Гричук, Постоленко, 1982; Макарова и др., 2009]. При этом следует отметить, что прямых датировок аллювия низких речных террас в долинах центра ВЕР практически нет, хотя время формирования, по крайней мере, самых молодых из них находится в пределах диапазона радиоуглеродного метода. Препятствием для разработки радиоуглеродной хронологии террас служит полное отсутствие в слагающем террасы материале органических остатков. Это своего рода литологический парадокс, ведь в современных обстановках, считающихся наиболее близкими ландшафтно-климатическими аналогами позднего валдая, например, в континентальных районах восточной Арктики и Субарктики, разные фации современного аллювия густо насыщены растительными остатками – древесиной, торфом, стеблями болотных растений [Лаврушин, 1963; Розенбаум, 1973].

В 1970–80-е гг для датирования аллювия применялся термолюминесцентный (ТЛ) метод. С начала 1990-х гг начала развиваться и получила широкое распространение другая разновидность люминесцентного метода – метод оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ). Мы использовали этот метод для получения независимой абсолютной хронологии толщ, слагающих низкие речные террасы.

## Методика исследований

*Оптико-люминесцентный (ОСЛ) метод датирования* основан на накопительном принципе: время, прошедшее с момент захоронения осадка, определяется по величине люминесцентного сигнала, накопленного с момента захоронения осадка. Электроны, высвобождающиеся в веществе под воздействием ионизирующей радиации, захватываются «электронными ловушками» – дефектами кристаллической решетки силикатных минералов (кварца, полевого шпата). В лаборатории образец подвергается освещению в определенном диапазоне длин световых волн и измеряется высвобождающийся из «электронных ловушек» люминесцентный сигнал (поглощенная доза радиации, или «эквивалентная доза» – *ED*), который пропорционален общему времени захоронения *T*. Возраст определяется как $T = ED / DR$, где *DR* – скорость накопления радиационной дозы. Наиболее надежный диапазон ОСЛ датирования – от 200–300 до 100 000 лет, менее надежно – до 300 000 лет и лишь в некоторых случаях возможно датирование до 500 00 лет [Forman et al., 2000; Walker, 2005]. Технические детали метода описаны в литературе (например, обзор в [Vandenberghe, 2004]). Здесь мы остановимся только на тех особенностях метода, которые важны для интерпретации полученной серии дат.

Определение эквивалентной дозы поглощенной радиации *ED* производилось методом регенерации по единичной выборке (SAR – single-aliquot regenerative-dose technique), который на настоящий момент позволяет достичь наилучшей надежности и точности датирования [Murray, Wintle, 2000; Murray, Olley, 2002]. Величина *DR* помимо внутренних источников (фоновой радиоактивности самой породы) включает воздействие жесткого космического излучения, которое рассчитывается по стандартным формулам в зависимости от широты, абсолютной высоты, плотности породы и глубины залегания (излучение в существенных для датирования количествах проникает в рыхлую породу на глубину более 15 м). Для расчета берется средняя глубина образца от поверхности за все время его жизни $D_{mean}$. Для ее определения приходится в каждом случае вводить модель осадконакопления во времени. Вот два типичных случая. Если толща накопилась быстро по сравнению с ее возрастом, средняя глубина образца берется равной глубине его современного залегания в разрезе *D*. Если осадконакопление было постепенным и закончилось недавно, $D_{mean}$ можно взять как половину от *D*.

Другой важный параметр – средняя влажность образца за время его жизни *WC*. Это наименее определенная характеристика, точно установить которую невозможно. Между тем, она существенно влияет на расчет возраста: вода в порах грунта частично поглощает ионизирующую радиацию, уменьшая *DR* и тем самым увеличивая расчетный возраст на величину от 0,6% до 1,45% на каждый массовый процент влажности (максимальная влагоемкость $W_{max}$ для песчано-глинистых грунтов может составлять от 20 до 40%). Для образцов, отобранных ниже уровня грунтовых вод, принималось $WC = W_{max}$. Для образцов из зоны аэрации бралось единообразное значение $WC = 0{,}75\ W_{max}$ – такова эмпирически сложившаяся практика при работе в Западной и Центральной Европе [Vandenberghe, 2004]. Тем не менее, для условий более засушливого климата центральнорусской лесостепи такое значение может оказаться завышенным, что может удревнить возраст образца, особенно в верхних, более сухих частях разрезов (оценочно – до 5–15%). Возможность подобного удревнения принималась во внимание при интерпретации дат.

Отбор образцов осуществлялся из разрезов и буровых скважин в пластиковые или металлические трубки длиной 30–40 см и диаметром 4–5 см. Трубка забивалась в стенку разреза или забой скважины, затем извлекалась и герметично упаковывалась с обеих сторон. Анализ проводился в Скандинавском центре люминесцентных исследований университета Орхуса (Дания) А. Мюрреем и Ж.-П. Бульяртом. Все полученные даты с характеристиками образцов и лабораторными параметрами, использованными в расчете возраста, представлены в табл. 1.

*Топографо-геодезические работы.* Для изучения морфологии долинного рельефа и получения высотных отметок террас проводилось топографическое профилирование. Для этих целей использовалась двухчастотная спутниковая система приемников GPS 1200 серии производства компании Leica Geosystems. Комплект GPS-оборудования включает базовую спутниковую станцию и мобильный спутниковый приемник (ровер) с антенной, закрепленной на металлической штанге. Полевая съемка и обработка результатов выполнена Е.В. Селезневой (кафедра геоморфологии и палео-

**Таблица 1.** Результаты оптико-люминесцентного датирования

| № п/п | Разрез | Характеристики образца | | | | Данные лабораторных измерений | | | | | Дата, тыс.л. | Лаб. номер (Risø) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Индекс | $H_{abs}$ | $H_{rel}$ | $D$, см | $D_{mean}$, см | $WC^*$, % | $n$ | $ED$, Гр | $DR$, Гр/тыс.л. | | |
| Долина р. СЕЙМ | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Мл-1 | ML-1 | 171,0 | 10 | 180 | 180 | 22 | 19 | 12,7±0,4 | 0,58±0,04 | **21,7±1,6** | 10 61 17 |
| 2 | Мл-1 | ML-2 | 167,4 | 6,5 | 540 | 540 | 18 | 20 | 27,4±1,1 | 0,55±0,04 | **50,1±3,9** | 10 61 09 |
| 3 | Мл-1 | ML-3 | 162,8 | 2,0 | 1000 | 1000 | 22 | 21 | 31,7±0,8 | 0,41±0,03 | **77±7** | 10 61 02 |
| 4 | Мл-2 | ML-4-1 | 165,9 | 5 | 130 | 130 | 18 | 18 | 32,5±0,7 | 2,39±0,10 | **13,6±0,7** | 10 61 03 |
| 5 | Мл-2 | ML-4-2 | 165,9 | 5 | 130 | 130 | 21 | 20 | 26,8±1,6 | 2,71±0,11 | **9,9±0,8** | 10 61 10 |
| 6 | Мл-2 | ML-5 | 162,1 | 1,5 | 510 | 510 | 22 | 20 | 14,4±0,6 | 0,43±0,03 | **33,1±3,0** | 10 61 18 |
| 7 | Мл-3 | ML-6-1 | 164,7 | 4 | 200 | 200 | 21 | 20 | 49,4±1,3 | 2,59±0,10 | **19,1±1,0** | 10 61 04 |
| 8 | Мл-3 | ML-6-2 | 164,7 | 4 | 200 | 200 | 30 | 18 | 45±2 | 2,42±0,09 | **18,5±1,1** | 10 61 11 |
| 9 | Мл-3 | ML-7 | 162,3 | 1,5 | 440 | 440 | 32 | 18 | 38±2 | 1,90±0,07 | **19,8±1,3** | 10 61 30 |
| 10 | Ал-1а | AL-1 | 250 | 99 | 350 | 170 | 24 | 29 | 263±11 | 2,85±0,11 | **92±6** | 10 61 08 |
| 11 | Ал-1 | AL-2 | 241 | 90 | 650 | 320 | 21 | 18 | 233±9 | 2,88±0,12 | **81±5** | 10 61 16 |
| 12 | Ал-1 | AL-3 | 244 | 93 | 360 | 180 | 22 | 23 | 217±9 | 2,79±0,11 | **78±5** | 10 61 29 |
| 13 | Ал-1 | AL-4 | 245,5 | 95 | 220 | 80 | 38 | 32 | 198±6 | 2,39±0,09 | **83±4** | 10 61 23 |
| Долина р. ХОПЕР | | | | | | | | | | | | |
| 14 | Тк-1 | Tk-1 | 98,9 | 5,5 | 790 | 790 | 21 | 21 | 13,6±0,4 | 0,41±0,03 | **33,2±3,0** | 10 61 27 |
| 15 | Тк-1 | Tk-2 | 103,6 | 10 | 310 | 310 | 24 | 21 | 10,9±0,2 | 0,48±0,03 | **22,5±1,7** | 10 61 15 |
| 16 | Тк-1 | Tk-3 | 104,5 | 11 | 230 | 230 | 24 | 19 | 10,0±0,5 | 0,44±0,03 | **22,7±2,1** | 10 61 20 |
| 17 | Тн-1 | Tan-1 | 99,1 | 6,5 | 220 | 220 | 20 | 21 | 6,8±0,2 | 0,35±0,03 | **19,3±2,0** | 10 61 05 |
| 18 | Тн-2 | Tan-3 | 94,6 | 2 | 140 | 70 | 28 | 19 | 31,1±0,9 | 2,22±0,09 | **14,0±0,7** | 10 61 12 |
| 19 | Тн-3 | Tan-4 | 94,6 | 2 | 250-290 | 270 | 23 | 20 | 5,5±0,2 | 0,37±0,03 | **14,7±1,5** | 10 61 13 |
| 20 | Тн-3 | Tan-5 | 92,8 | 0,5 | 430-470 | 450 | *29** | 20 | 9,7±0,3 | 0,47±0,03 | **20,6±1,7** | 10 61 06 |
| 21 | Тн-5 | Tan-6 | 91,7 | –0,5 | 500-540 | 520 | *34** | 20 | 9,6±0,4 | 0,66±0,04 | **14,5±1,0** | 10 61 19 |
| 22 | Кл-1 | Kl-1 | 96,2 | 8 | 1110-1150 | 550 | 23 | 16 | 12,2±0,5 | 0,31±0,03 | **38,9±4,5** | 10 61 25 |
| 23 | Кл-1 | Kl-2 | 104,3 | 16 | 300-340 | 150 | 21 | 21 | 12,1±0,4 | 0,73±0,04 | **16,7±1,1** | 10 61 26 |
| 24 | Пс-1 | Ps-1 | 102,4 | 9,5 | 100 | 100 | 30 | 21 | 43,7±0,8 | 1,98±0,07 | **22,1±1,0** | 10 61 01 |
| 25 | Пс-2 | Ps-2 | 109,6 | 17,5 | 80 | 180 | 27 | 48 | 234±11 | 0,66±0,04 | **356±27** | 10 61 07 |
| 26 | Пс-2 | Ps-3 | 107,8 | 16 | 265 | 360 | 21 | 17 | 130±3 | 0,39±0,03 | **331±30** | 10 61 14 |
| 27 | Пс-2 | Ps-4 | 105,7 | 13,5 | 470 | 570 | 17 | 23 | 222±13 | 0,77±0,04 | **287±24** | 10 61 21 |
| 28 | Пс-2 | Ps-5 | 105,2 | 13 | 520 | 620 | 26 | 17 | 102±6 | 0,48±0,03 | **212±20** | 10 61 28 |
| 29 | Пр-1 | Per-1 | 103,4 | 18,5 | 150 | 80 | 18 | 16 | 114±7 | 1,74±0,07 | **65±5** | 10 61 22 |
| 30 | Пр-1 | Per-2 | 100,3 | 15,5 | 460 | 230 | 19 | 21 | 66±3 | 1,02±0,05 | **65±4** | 10 61 24 |

Обозначения: Характеристики образца: $H_{abs}$ – абсолютная высота, $H_{rel}$ – относительная высота (над меженным уровнем реки), D – глубина отбора образца от поверхности.

Данные лабораторных измерений: $D_{mean}$ – средняя за время жизни образца его глубина залегания от поверхности (принятая для расчета *DR)*, *WC* – средняя за время жизни образца его влагонасыщенность *n* – число циклов измерений, *ED* – эквивалентная поглощенная доза ионизирующего излучения (1Гр = 1 Дж/кг), DR – скорость накопления дозы

*Для образцов, залегающих выше уровня грунтовых вод УГВ (28 из 30) *WC* принята за 0,75 от значения полной влагоемкости, измеренного для данного образца. Для образцов Tan-5 и Tan-6, залегавших ниже УГВ, *WC* принята равной полной влагоемкости.

географии МГУ). Съемка проводилась в режиме кинематики. При этом режиме базовая станция находится в стационарном положении над точкой с известными координатами, а ровер движется по линии профиля. Большая часть измерений проводилась в режиме кинематики реального времени (дифференциальная поправка от базовой станции к роверу передавалась с помощью радиомодема), однако в случае экранирования сигналов модема или слишком большого удаления от базовой станции (3–5 км по пересеченной местности) съемка проводилась в режиме постобработки (дифференциальная поправка вводится при камеральной обработке результатов измерений). Точность полученных топографических данных оценивается как субдециметровая (погрешности менее дециметра). Поскольку данные полевой съемки были получены в системе координат WGS-84, без учета формы геоида, высотное положение точек отличалось от высот на топографических картах. Для удобства работы высоты полевой съемки были единообразно сдвинуты для приведения в соответствие с картой.

*Гранулометрический анализ* использовался для определения динамических условий среды накопления и фациальной интерпретации осадков. В общей сложности выполнен анализ 136 образцов (82 из долины Сейма и 54 из долины Хопра). Отбор образцов в поле производился интегрально по визуально выделенным пачкам с однородной литологией. Для более уверенного фациального расчленения древнеаллювиальных толщ были также проанализированы образцы песков из побочней и современного руслового аллювия Сейма и Хопра. Лабораторная обработка производилась Е.Ю. Матлаховой в лаборатории кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ. Для разделения фракций крупнее 0,05 мм использовался виброгрохот Analysette 3 PRO менее 0,05 мм – лазерный дифракционный гранулометр Analysette 22 (оба прибора производства фирмы Fritsch). Предварительно образцы высушивались в сушильном шкафу при температуре 95°С. После этого проводилось квартование и взвешивание. Брался образец массой 30 г. Затем проводилось сухое ситование, взвешивание каждой фракции. Фракция <0,05 мм анализировались затем на лазерном гранулометре. На основе полученных данных были построены диаграммы, которые использовались для уточнения полевого разделения толщ на слои и их фациальной интерпретации.

*Морфоскопическое исследование кварцевых зерен* проводилось Л.Ф. Дубис (Киевский национальный университет, Украина). Использовалась методика Е. Мицельска-Довгялло и Б. Воронко [Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 2004; Badania …, 2007]. Она базируется на двух характеристиках песчаных зерен – степени окатанности по шкале Крамбейна и степени матовости и блеска их поверхности (по [Кайе, 1969], с модификациями). По сочетаниям этих двух признаков выделяется семь групп кварцевых зерен:

1. NU – зёрна без следов обработки и транспортировки: неокатанные, с четко выраженными гранями. Их образование чаще всего связано с физическим выветриванием и характерно для первой фазы литогенеза – гипергенеза; иногда встречаются в морене.

2. RM – хорошо окатанные (округленные) матовые зёрна, поверхность которых имеет характерную микроямчатость и которые почти не пропускают отраженный свет в оптическом микроскопе. Они свидетельствуют об интенсивных эоловых процессах и длительной эоловой обработке зерен. Иногда встречаются во флювиальных отложениях перигляциальной зоны и являются следствием предшествовавших эоловых процессов.

3. EL – хорошо окатанные (округленные) блестящие (глянцевые) зёрна. Формируются в высокоэнергетической флювиальной среде. К этой группе также относят закругленные зёрна кварца с неглубокой матовой поверхностью, которая характерна для химического выветривания во флювиальной среде.

4. EM/RM – среднеокатанные (частично округленные) матовые зёрна – с закруглением граней, а также глянцевые и «свежие» зёрна, на гранях которых фиксируется матовая микроямчатая поверхность. Такие зёрна кварца свидетельствуют о зачаточном – сравнительно кратковременном действии эоловых процессов.

5. EM/EL – среднеокатанные (частично округленные) блестящие зёрна, свидетельствующие о кратковременном пребывании зерен кварца в высокоэнергетической флювиальной среде.

6. C – расколотые зёрна. Эту группу можно трактовать по-разному: выделять как разновидности предыдущих групп (так сделано в нашем исследовании: выделены групп EL/C, RM/C, EM/C), либо выделять как самостоятельную группу.

7. EM –зёрна, которые по микроморфологии поверхности не принадлежат ни к одной из предыдущих групп и чаще всего формируются под влиянием интенсивных процессов морозного или химического выветривания без выразительных следов транспортировки.

Для исследований используют зерна кварца фракций 0,5–0,8 и 0,8–1,0 мм, которые, как считается, максимально восприимчивы к эоловой абразии в перигляциальных условиях. Диагностика и подсчет зерен ведется обычно с увеличением 50× под обычным оптическим микроскопом. Всего проанализировано 6 образцов. Результаты представлены в табл.2.

**Таблица 2.** Результаты морфоскопического анализа песков

| Разрез | Глубина (слой) | Фракции, мм | Содержание зерен с разными типами обработки поверхности[1], % | | | | | | | | | Суммы групп | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | NU | EL | EL/C | RM | RM/C | EM/EL | EM/RM | EM | EM/C | RM + RM/C + EM/RM[2] | EL + EL/C + EM/EL[3] |
| Мл-1 | 180 см (слой 1) | 0,8-0,5 | 0 | 0 | 0 | 17 | 0 | 9 | 64 | 8 | 2 | 81 | 9 |
| | | 1,0-0,8 | 0 | 0 | 0 | 32 | 3 | 2 | 63 | 0 | 0 | 98 | 2 |
| Тк-1 | 230 см (слой1) | 0,8-0,5 | 1 | 2 | 0 | 7 | 0 | 29 | 57 | 0 | 4 | 64 | 31 |
| | | 1,0-0,8 | 1 | 1 | 0 | 8 | 0 | 21 | 67 | 0 | 2 | 75 | 22 |
| | 315 см (слой 3) | 0,8-0,5 | 0 | 3 | 8 | 20 | 2 | 26 | 41 | 0 | 0 | 63 | 37 |
| | | 1,0-0,8 | 0 | 6 | 0 | 36 | 0 | 9 | 43 | 4 | 2 | 79 | 15 |
| Тн-1 | 220 см | 0,8-0,5 | 0 | 6 | 9 | 3 | 0 | 51 | 28 | 3 | 0 | 31 | 66 |
| | | 1,0-0,8 | 0 | 10 | 8 | 8 | 4 | 28 | 35 | 3 | 4 | 47 | 46 |
| Тн-4 | 250-290 | 0,8-0,5 | 0 | 3 | 0 | 12 | 1 | 26 | 55 | 2 | 1 | 68 | 29 |
| | | 1,0-0,8 | 0 | 12 | 1 | 31 | 0 | 11 | 41 | 2 | 2 | 72 | 24 |
| | 430-470 | 0,8-0,5 | 0 | 6 | 3 | 14 | 2 | 18 | 57 | 0 | 0 | 73 | 27 |
| | | 1,0-0,8 | 0 | 5 | 2 | 21 | 1 | 19 | 52 | 0 | 0 | 74 | 26 |

[1]Объяснения см. в разделе «Методика исследований».
[2]Группы с преимущественно эоловыми признаками.
[3]Группы с преимущественно флювиальными признаками.

Нельзя не сказать, что данная методика, как и любая другая, имеет ряд ограничений, особенно при диагностике кратковременных проявлений транспортировки песчаного материала, следы которых могут и не быть зафиксированы или слабо выражены на поверхности кварцевых зерен. Поэтому при анализе отложений дискуссионного генезиса наряду с исследованием микроскопии кварцевых зерен должны изучаться, как минимум, текстура и гранулометрический состав осадков.

*Спорово-пыльцевой анализ* ряда разрезов выполнен О.М. Пахомовой (Вятский гуманитарный университет).

*Хроностратиграфические подразделения ВЕР* принимались в объеме глобальных климатохронов, соответствующих морским изотопно-кислородным стадиям (ИКС): микулинское межледниковье – ИКС 5e (115–130 тыс.л.н.), ранний валдай – ИКС 4-5d (57–115 тыс.л.н.), средний валдай – ИКС 3 (29–57 тыс.л.н.), поздний валдай – ИКС 2 (11,8–29 тыс.л.н.), последний ледниковый максимум ПЛМ (20–23 тыс.л.н.) и позднеледниковье – от начала потепления беллинг до начала голоцена (14–11,8 тыс.л.н.). Дополнительно к ОСЛ датам использовались данные радиоуглеродного датирования как в классическом варианте (лаборатории ГИН, ИГАН), так и масс-спектрометрическим (AMS) способом (Силезский технологический университет, Центр абсолютного датирования в Гливице – GADAM Centre, Польша). Абсолютный возраст и ОСЛ даты приводятся в календарной шкале времени в формате «лет назад». Радиоуглеродные даты в тексте и на рисунках приводятся в некалиброванном виде X±σ (поздневалдайские 14C даты отстают от календарной шкалы времени на 2–3 тыс. лет). В тех случаях, когда 14C даты приведены к календарной шкале (калиброваны), специально указывается «кал».

## Долина р. Сейм

Изученный участок долины Сейма располагается во внеледниковой зоне Среднерусской возвышенности: граница днепровского ледникового покрова проводится по долине правого притока Сейма – р. Свапы, 90 км к западу от г. Курска [Величко, 1980]. Строение террасового комплекса долины р. Сейм было изучено выше по течению г. Курчатова, в створе между дер. Малютино на левом берегу и с. Авдеево на правом (25 км к ЗЮЗ от Курска). Общая ширина долины Сейма 10–11 км, из которых 3–4 км занимают дно долины и комплекс низковысотных (до 16 м) террас (рис. 1). Полевое топографическое профилирование Серия сделанных через террасовые комплексы и дно долины топографических профилей общей протяженностью порядка 12 км позволяет выделить несколько террасовых уровней (рис. 2): голоценовая пойма с пересеченным рельефом (фоновые высоты 2–4 м); террасовый комплекс T0 в интервале высот 5–8,5 м, со ступенями T0a 5–6 м, T0b 6–7 м и T0c 7–8 м; террасовый комплекс T1 в диапазоне высот 12–16 м, со ступенями T1a 12–13 м, T1b 13–14 м и T1c 15–16

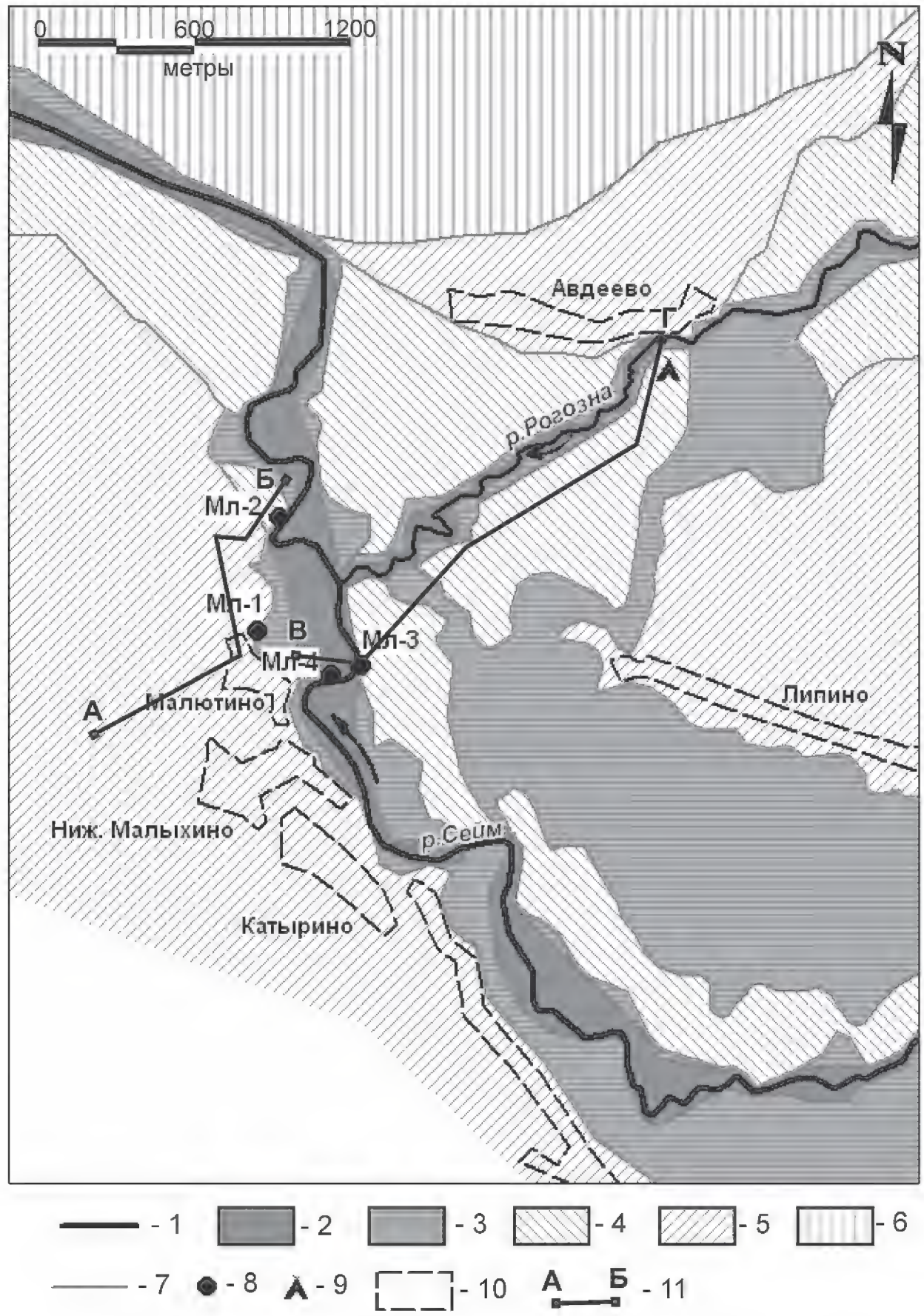



**Рис. 1.** Геоморфологическая схема долины р. Сейм в районе с. Авдеево–Малютино

1 – русло; аллювиальные комплексы: 2 – позднеголоценовый (пойменная терраса высотой 2–3 м); 3 – ранне-среднеголоценовый (пойменная терраса высотой 3–5 м); 4 – поздневалдайский («промежуточная» терраса высотой 5–6 м); 5 – ранне-средневалдайский (комплекс надпойменных террас высотой 8–16 м); 6 – коренной склон; 7 – границы; 8 – разрезы террас; 9 – верхнепалеолитическая стоянка Авдеево; 10 – населенные пункты; 11 – линия профиля, представленного на рис. 2

м. Выделенные террасовые ступени проявляются на разных, удаленных друг от друга топографических профилях, что позволяет говорить об их неслучайной природе. Близкие по высотам террасовые уровни наблюдаются как выше по течению реки, ближе к г.Курску [Власов, Панин, 2003], так и ниже, в районе г. Льгова [Панин и др., 2001].

***Террасовый комплекс Т1*** (высота 12–16 м) сопоставляется нами с традиционной «первой террасой». В расчистке стенки карьера на окраине дер. Малютино изучена ее нижняя 12-м ступень (Т0а) – <u>разрез Мл-1</u> (здесь и далее описание разреза дается сверху вниз, курсивом – генетическая интерпретация слоев) (рис. 3).

Слой 1: 0,0–2,4 м – *эоловые осадки*: мелко-среднезернистые хорошо сортированные светло-желтые пески, в кровле нарушены антропогенными ямами до глубины от 80 до 140 см; с чередованием массивной текстуры и тонкой горизонтальной слоистости, до глубины 130 см – с прослоями ортзандов; на глубине 170 см – 2-см прослой плотного опесчаненного и ожелезненного суглинка с клиновидным затеком в подстилающий песок до глубины 20 см (делювий, облекающий криогенную трещину?); подошва слоя волнистая за счет криогенных деформаций, граница с нижележащим слоем резкая; ОСЛ дата на глубине 1,8 м: **21.7±1.6 тыс.л.**

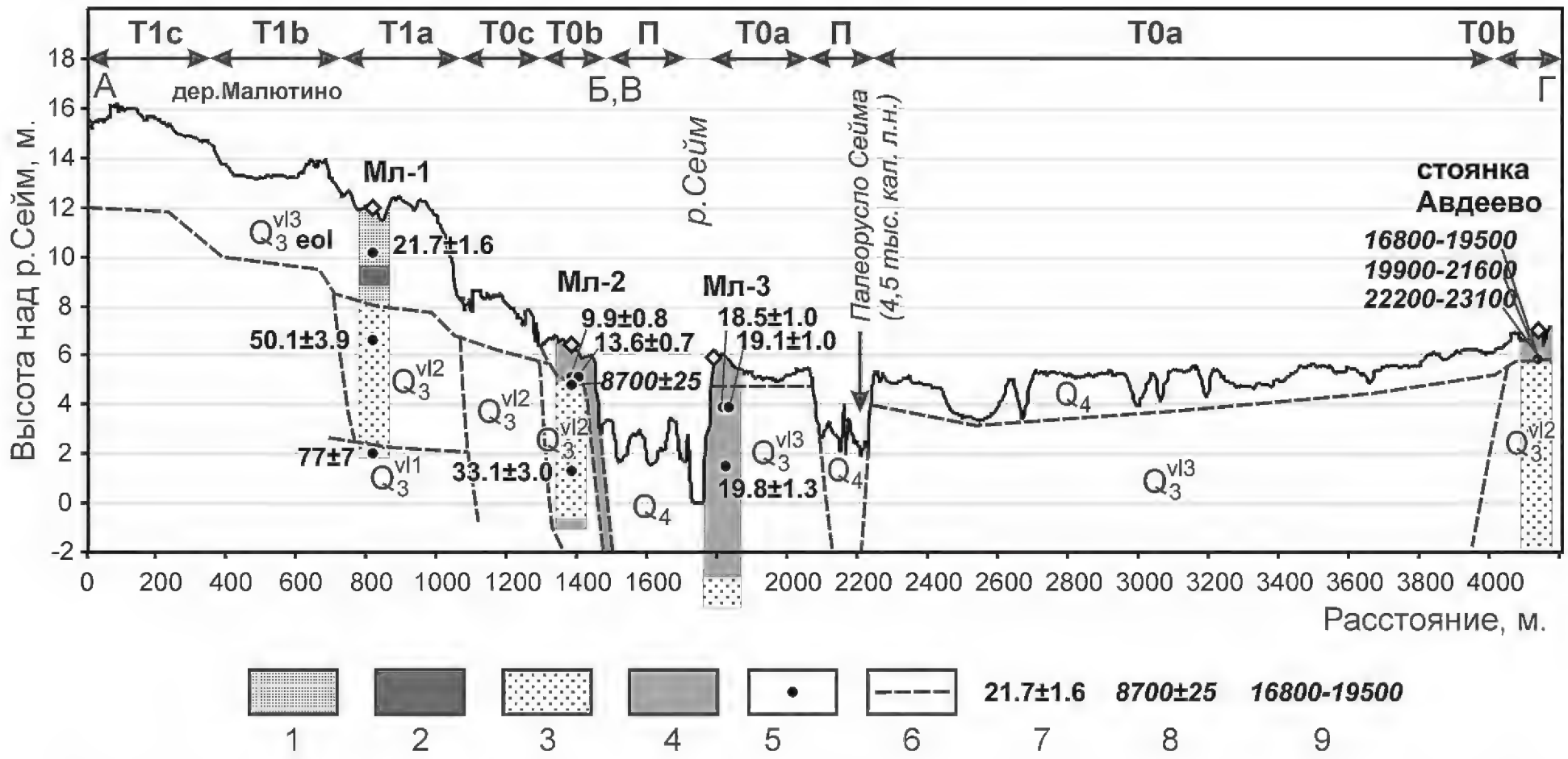



**Рис. 2.** Комбинированный топографический профиль через долину Сейма и геологическое строение террас

1 – эоловые пески; 2 – делювиальные суглинки; 3 – аллювиальные пески; 4 – аллювиальные глины и суглинки; 5 – основные стратиграфические границы; 6 – места отбора образцов; 7 – ОСЛ дата (тыс. кал. л. н.); 8 – 14С дата (некал. л.н.); 9 – три периода обживания авдеевской стоянки, согласно [Сулержицкий, 2004], некалиброванные 14С годы

Слой 2: 2,4–3,2 м – *делювий*: суглинок легкий, опесчаненный, очень плотный, с массивной текстурой, неравномерной окраски – от ржаво-бурой до сизовато-серой; весь слой интенсивно криотурбирован, в особенности у подошвы, которая имеет языковатую форму, с подхватами материала из нижележащего слоя.

Слой 3: 3,2–3,7 м – *эоловые пески* (аналогичные слою 1), контакт с нижележащим четкий, резкий.

Слой 4: 3,7–5,0 м – *русловой аллювий (фация прирусловых отмелей)*: до глубины 440 см – чередование слоев песка и плотного опесчаненного суглинка толщиной 5–10-см, от ржаво-коричневого до сизо-серого цвета; слои в целом горизонтальные, сильно криотурбированные (инволюции), ниже 440 см – чередование слоев песка и супеси, менее крупных (3–5 см), наклонных – параллельно подошве слоя, криогенных деформаций не отмечается; нижний контакт – эрозионный, с падением 15° к югу (вверх по долине), так что слой прислоняется к или вложен в нижележащий; в правой стенке разреза крупная псевдоморфоза, рассекающая весь слой до подошвы и заполненная песком из вышележащего слоя;

Слой 5: 5,0–6,2 м – *русловой аллювий (фация прирусловых отмелей)*: песок мелко-средний горизонтально слоистый, с горизонтальными слоями суглинка толщиной 2–5 см; в подошве суглинистого прослоя на глубине 510 см – клубневидные вторжения в подстилающий песок; в нижних 20 см слоя – завороты слоев и другие инволюции; ОСЛ дата на глубине 5,4 м: **50.1±3.9 тыс.л.**

Слой 6: 7,1–9,6 м – *русловой аллювий (пристрежневая фация)*: песок мелко-средний, светло-серый, горизонтально слоистый, с сантиметровыми линзами крупного и грубого песка, хорошо промытый; нижний контакт эрозионный.

Слой 7: 9,6–10,1 м (вид.) – *русловой аллювий (пристрежневая фация)*: песок мелко-средний с участием крупного, горизонтально слоистый, хорошо промытый, четко отличается от вышележащих слоев белесым цветом; ОСЛ дата на гл.10,0 м: **77±7 тыс.л.**

Эоловый генезис осадков слоя 1 иллюстрируется результатами морфоскопического анализа кварцевых зерен крупного песка (табл. 2). В обеих исследованных фракциях резко доминируют матовые среднеокатанные кварцевые зерна (EM/RM) – их содержание более 60%. Хорошо выражена эоловая шлифовка на выступах зерен, присутствует незначительная заматованность поверхности зерен, четко выражены следы (микроямки) от соударений. На некоторых зернах хорошо выражены следы химического выветривания. Аналогичные особенности характерны и для фракции 1,0–0,8 мм. Второй доминирующей группой кварцевых зерен являются круглые матовые зерна (RM). Их процентное содержание наиболее высоко во фракции 1,0–0,8 мм. Вывод: пески подверглись значительной эоловой обработке.

Таким образом, описанный разрез документирует 3 этапа седиментации: (1) конструктивная фаза аллювиальной аккумуляции в ранне- начале средневалдайского времени, представленная двумя пачками аллювия с возрастом около 80 тыс.л. (слой 7) и около 50 тыс.л. (слои 5–6); (2) перструктивная фаза, возможно, уже с переходом к инструктивной – слой 4, в котором вскрыт боковой контакт аллювиальных пачек; (3) фаза эоловой седиментации (слои 1, 3), прерывавшаяся периодом делювиальной аккумуляции (слой 2). Смыв происходил, по-видимому, с примыкавших более высоких участков террасового комплекса. Источ-

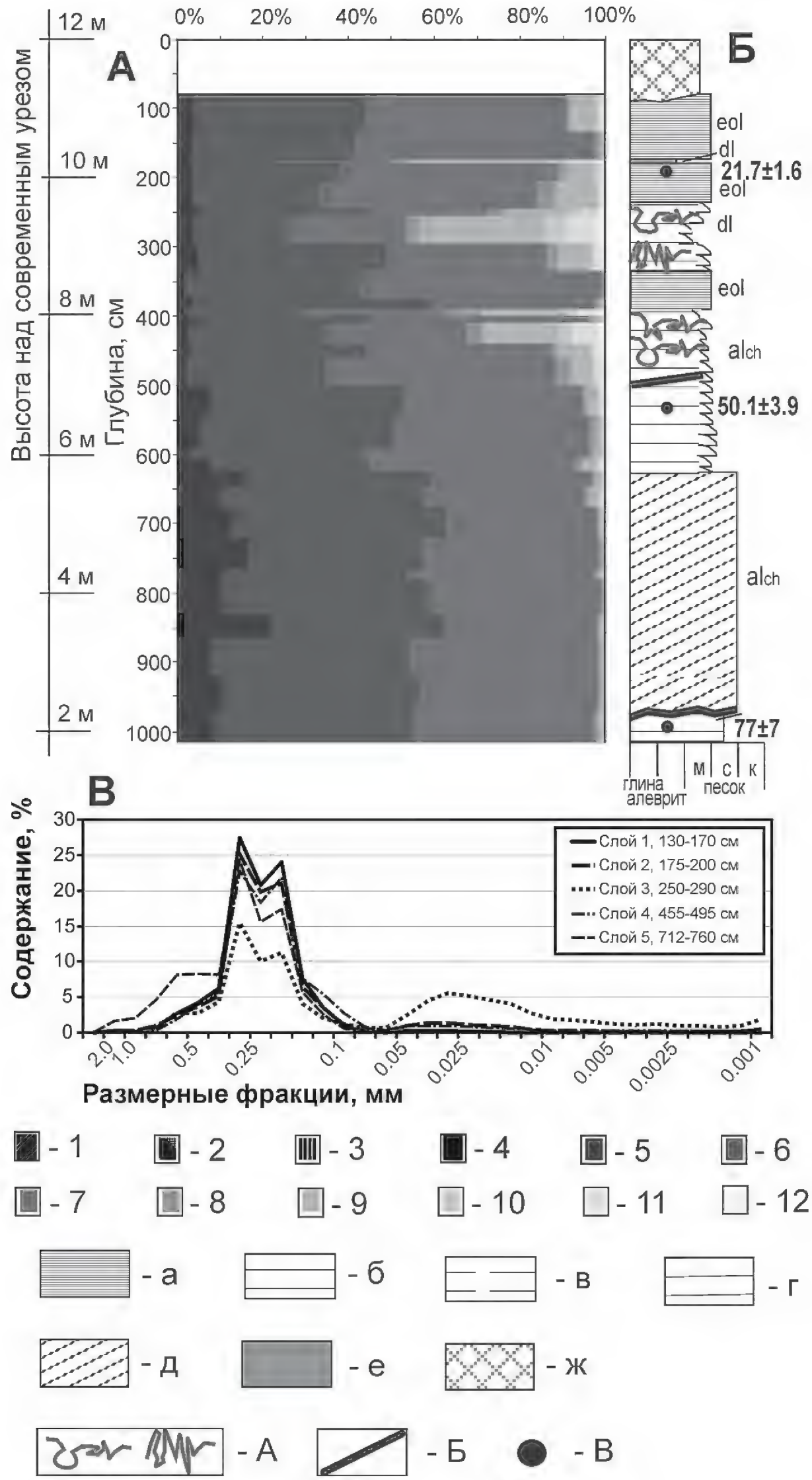



**Рис. 3.** Разрез Мл-1 (12-м «первая» терраса р.Сейм): А – гранулометрическая диаграмма, Б –литологическая диаграмма, В – результаты дробного анализа отдельных образцов (В)

Фации: eol – эоловые; dl – делювиальные; фации аллювия: $al_{ch}$ – русловая; $al_{ob}$ – пойменная, $al_{ox}$ – старичная.

Гранулометрические фракции: 1 – >10 мм; 2 – 10–5 мм; 3 – 5–2 мм; 4 – 2–1 мм; 5 – 1–0,5 мм; 6 – 0,5–0,25 мм; 7 – 0,25–0,1 мм; 8 – 0,1–0,05 мм; 9 – 0,05–0,01 мм; 10 – 0,01–0,005 мм; 11 – 0,005–0,001 мм; 12 – <0,001 мм.

Слоистость: а – тонкая горизонтальная; б – горизонтальная; в – неясная горизонтальная; г – субгоризонтальная, иногда волнистая; д – наклонная; е – неслоистая (массивная текстура); ж – антропогенно нарушенная толща.

Прочие обозначения: А – криогенные деформации; Б – эрозионные контакты; В – места отбора образцов на абсолютное датирование; 21.7±1.6 – ОСЛ даты (тыс.л.н.); *8700±15* – 14С даты (некал.)

ником тонких фракций в делювии могли служить как сами аллювиальные осадки, содержащие тонкозернистый материал в разных видах, так и перекрывающие их лессы. Тонкие суглинистые прослои суглинка внутри эоловых песков могут свидетельствовать о сезонном развитии делювиальных процессов (весеннее снеготаяние).

Спорово-пыльцевые данные указывают на холодную обстановку осадконакопления (повсеместное присутствие карликовой березки). Несколько более теплым было время накопления верхов слоя 6 – низов слоя 5: снижается присутствие Betula nana, появляется ель. Значительная трансформация ископаемых СП-спектров внутри аллювиальных пачек, накопление которых должно было происходить геологически быстро (десятилетия – первые столетия) указывает на резкие смены климатических условий.

***Террасовый комплекс Т0*** сопоставляется нами с выделяемой рядом авторов (А.И. Москвитин [1958] – долина Волги; А.А. Асеев [1959], Н.И. Кригер [Кригер, Копосов, 1996] – долины бассейна Оки) т.н. «промежуточной террасой», или «первой надпойменной» (ямнинской) террасой в бассейне верхнего Дона [Грищенко, 1976] – незатапливаемыми участками, поднимающимися всего на 1–3 м над высокой поймой рек. По георадарным данным, верхняя ступень комплекса (Т0с, 8,0–8,5 м) сложена преимущественно песками, верхние 2–3 метра которых выделяются более рыхлым сложением – по-видимому, эоловый покров. Две нижние ступени, имеющие более сложное строение, изучены в береговых обнажениях Мл-2 и Мл-3.

Разрез Мл-2 вскрывает строение ступени Т0b (высота бровки 6,1 м) (рис. 4).

Слой 1, 0,0–1,3 м (в 10 м ближе к пойме – до 1,6 м) – пойменный аллювий: суглинок тяжелый коричневый, сухой и плотный, с массивной неслоистой текстурой, в верхней половине гумусированный; к тыловому шву террасовой поверхности слой выклинивается (на высоте порядка 7,0 м над урезом), ближе к пойме растет в мощности, достигая 1,6 м. Два образца на ОСЛ, взятые рядом в 30 см над подошвой (в месте, где мощность слоя максимальна) дали даты **13.6±0.7** и **9.9±0.8 тыс.л.** Причины столь значительного различия неясны. Исходя из всего комплекса данных по разрезу, более древняя дата была забракована.

Слой 2, 1,3–3,1 м – русловой аллювий (фация прирусловых отмелей, надурезовая часть): песок светло-бежевый, с крупной неясно-горизонтальной слоистостью, в нижней части – с оглиненными прослоями. На глубине 186–188 см – линза крупного песка (2–3 см). Верхние 60 см (до глубины 188 см), возможно, перевеяны. Верхние 20 см песка на контакте с вышележащим слоем – более темные, сцементированные, в кровле местами серого цвета; очевидно, эмбриональная почва. Дата 14С (AMS) по общей органике из кровли слоя: **8700±25** (GdA-1924), т.е. погребение слоя началось не ранее 9,5–9,7 тыс. кал.л.н., что хорошо соответствует более молодой ОСЛ дате из слоя 1.

Слой 3, 3,1–4,8 м – русловой аллювий (фация прирусловых отмелей, приурезовая часть): переслаивание горизонтально слоистых супесей и суглинков с ростом общей глинистости вниз по разрезу.

Слой 4, 4,8–7,1 м (урез воды – 6,1 м) – русловой аллювий (фация прирусловых отмелей, подурезовая часть): песок мелко-средний с участием крупного, с прослоями суглинка. ОСЛ дата из песчаного прослоя на глубине 5,1 м: **33.1±3.0 тыс.л.**

Слой 5, 7,1–7,2 м (видимая) – русловой аллювий (фация затонов): глина серая с единичными включениями зерен крупного кварцевого песка (по-видимому, эоловый занос) и полным отсутствием органики.

В разрезе Мл-2 зафиксировано две фазы аллювиального осадконакопления. Первая фаза (слои 2–5, конец среднего валдая) – формирование аллювиальной толщи при горизонтальном перемещении крупной гряды с развитым затоном. Урез воды находился на 2–3 м выше современного (на уровне слоя 3). СП-спектры говорят об условиях более прохладных, чем современные, но не очень холодных – сосново-березовые леса, в нижней части разреза с присутствием ели. Показательно также, что, в отличие от разреза Мл-1, здесь нигде не встречено признаков криогенных деформаций.

После первой фазы последовал длительный перерыв осадконакопления; возможно, поверхность была перевеяна (кровля слоя 2). Вторая фаза (слой 1, ранний голоцен) – отложение взвесей из очень медленно текущего потока. Еще при первичном изучении разреза в 2000 г было отмечено, что слой 1 облекает не только площадку, но и уступ террасы к пойме, где он погребается прислоненным пойменным аллювием и уходит под урез [Chepalyga, 2000]. Из этого следует, что меженный урез в период накопления слоя находился ниже современного (не менее чем на метр). Ландшафтно-климатические условия накопления слоя были близки к современным, что соответствует раннеголоценовым датам по подошве слоя: пыльца деревьев составляет до 50%, преобладают пыльца сосны и березы, что неудивительно при песчаном сложении окружающих ландшафтов, но устойчиво присутствуют также ель и ольха, что говорит о достаточно влажном климате.

Террасовая ступень Т0а (5–6 м) широко развита по правому берегу Сейма. В береговом обнажении (разрез Мл-3) на протяжении почти 6 м (от бровки до уреза воды) вскрывается монотонная, с неясной горизонтальной слоистостью пылевато-суглинистая толща, которую целиком можно интерпретировать как пойменный аллювий (рис.5). На фоне монотонного строения толщи фиксируется рост содержания мелкого песка в интервалах глубин 0–0,4 и 3,3–4,6 м, указывающий, по-видимому, на периодическое возрастание мощности речных паводков. По разрезу получено три ОСЛ даты: на глубине 4,4 м – **19.8±1.3 тыс.л**., на

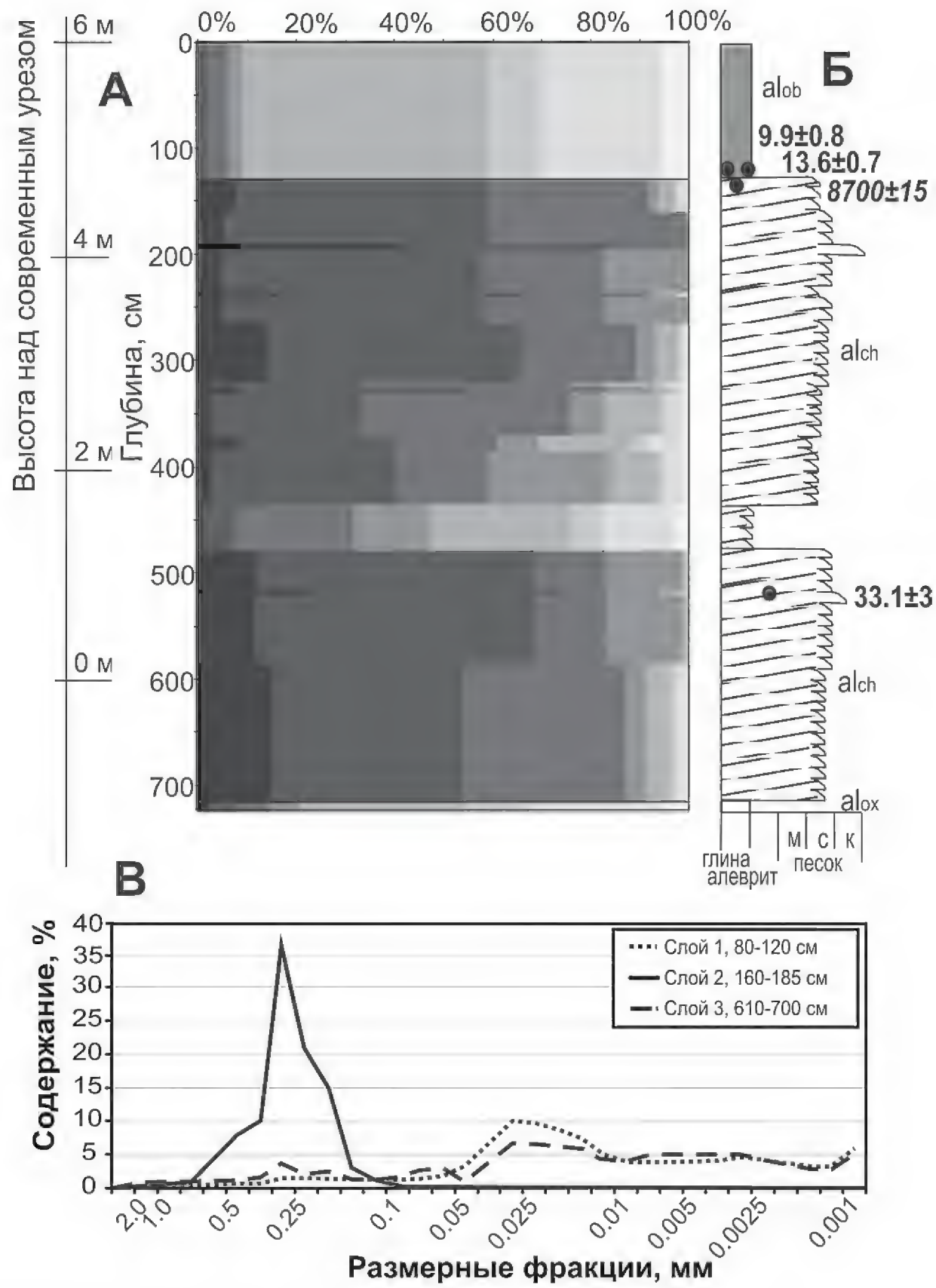



**Рис. 4.** Разрез Мл-2 (6–7-м «промежуточная» терраса р. Сейм)

А – гранулометрическая диаграмма, Б –литологическая диаграмма, В – результаты дробного анализа отдельных образцов. Условные обозначения см. на рис. 3

глубине 2,0 м – **19.1±1.0** и **18.5±1.0** тыс.л. Русловой аллювий (пески фации прирусловых отмелей) вскрыт бурением лишь начиная с 3 м ниже уреза воды (9 м ниже бровки разреза). Таким образом, толща накапливалась сразу после последнего ледникового максимума при первоначальном положении меженного русла на 3–4 м ниже современного. Уже в ходе накопления толщи разреза русло могло подниматься за счет направленной аккумуляции, в пользу чего говорит избыточная мощность пойменного аллювия (9 м при современной не более 2–3 м).

Близость датировок свидетельствует о том, что большая часть разреза сформировалась за геологически короткое время – от нескольких столетий до первых тысячелетий в холодных, но изменчивых климатических условиях. По спорово-пыльцевым данным, для времени формирования нижней части разреза (3,5–6 м) реконструируются экосистемы елово-сосново-березовых лесов с достаточно высокой продуктивностью (высокая концентрация пыльцы в осадке). Значительное содержание пыльцы ели (до 40% от всей пыльцы), отличающейся небольшой продуктивностью, указывает на ее значительное участие в растительном покрове и на прохладные (не очень холодные) и влажные климатические условия. Концентрация пыльцы как общая, так и древесных пород, дости-

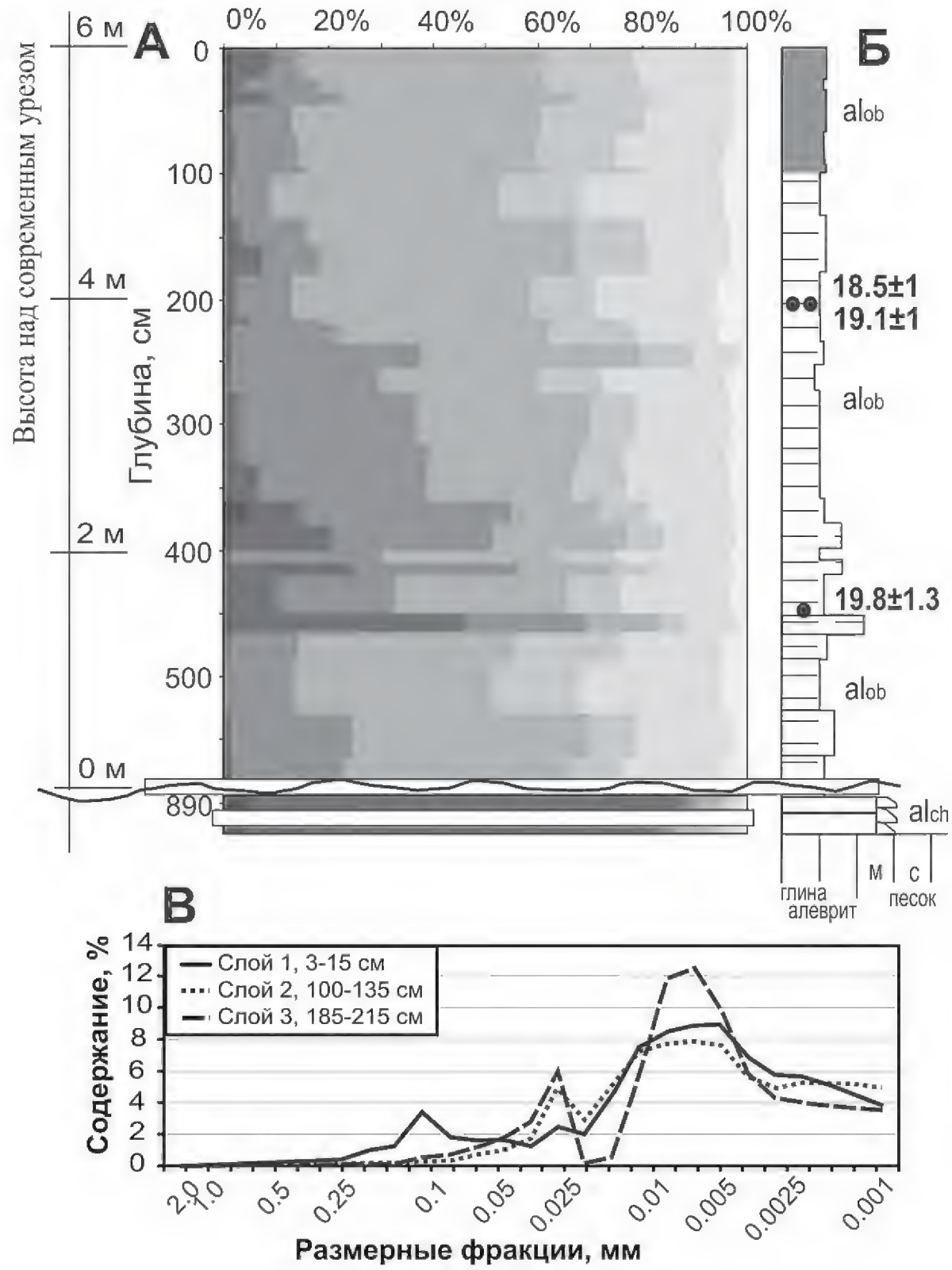



**Рис. 5.** Разрез Мл-3 (5–6-м «промежуточная» терраса р. Сейм)

А – гранулометрическая диаграмма, Б –литологическая диаграмма, В – результаты дробного анализа отдельных образцов. Условные обозначения см. на рис. 3

гает максимума в интервале глубин 500–550 см (>1000 зерен на 1см3 осадка), а вверх по разрезу снижается, к уровню 350 см убывая до нуля. Это свидетельствует о быстром (с учетом высоких скоростей осадконакопления) увеличении суровости климата. В средней части разреза (1,5–3,5 м) пыльцы практически нет, а в имеющейся доминирует кустарниковая береза.

Верхняя 1,5-м часть разреза, судя по СП данным, относится к позднеледниковью и голоцену. Осадконакопление происходило в относительно теплых условиях ландшафтов смешанного леса. Из хвойных пород преобладает пыльца сосны – местами до 70–80%. Пыльца ели обнаруживает два максимума: верхний на глубине 40–50 см и нижний на глубине 100–120 см (суббореальный и аллередский максимумы ели, по Н.А.Хотинскому [1977]?). В верхних 50 см разреза присутствует пыльца широколиственных пород – липы, вяза, единично – пыльца дуба. На глубинах 11 см и 23–24 см найдены обломки керамики, датированные ранним железным веком (определение Г.Ю.Стародубцева), что позволяет связывать рост содержания песка в кровле разреза с усилением паводков и временным возобновлением затопления террасы на рубеже суббореального и субатлантического периодов голоцена.

Таким образом, терраса Т0а (5–6 м), как и терраса Т0b (6–7 м), имеет двучленное, цокольное строение: на древнеаллювиальном цоколе залегает молодой (голоценовый) пойменный аллювий. Однако у Т0b и Т0а цоколь имеет разный возраст,

и в этом смысле можно говорить о гетерогенности «промежуточной» террасы: в первом случае цоколь средневалдайский и отвечает инстративной фазе развития долины, во втором – поздневалдайский, отечающий фазе аккумуляции времени ПЛМ. В голоцене поверхность «промежуточной» террасы затапливалась лишь временами, в периоды особенно высоких паводков (конец ВО, рубеж SB-SA). Осадконакопление концентрировалось в значительной степени вдоль русла Сейма, что выразилось в формировании прирусловых валов высотой 0,5–1 м вдоль как современного, так и палеорусла (рис.1).

## Долина р. Хопер

Долина р. Хопер, левого притока среднего Дона, была изучена выше впадения р. Вороны, между с. Третьяки и г. Поворино (рис. 6). В четковидном расширении дна долины (до 12 км) со-

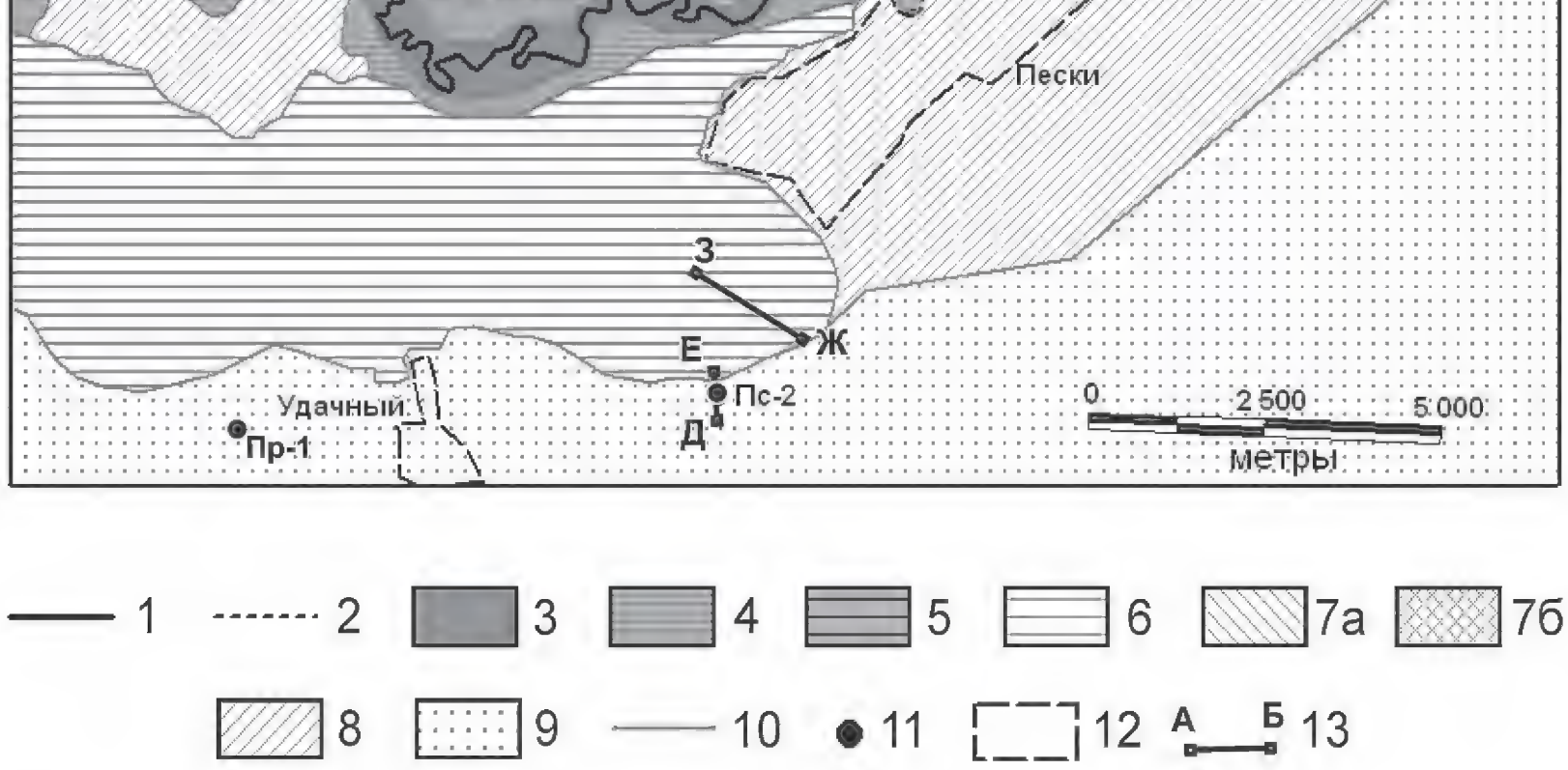



**Рис. 6.** Геоморфологическая схема долины р. Хопер выше впадения р. Вороны

1 – современное русло; 2 – поздневалдайские макроизлучины; аллювиальные комплексы: 3 – позднеголоценовый (пойма высотой 2–3 м); 4 – ранне-среднеголоценовый (пойма высотой 3–5 м); 5 – раннеголоценовый (пойма высотой 3–4 м); 6 – позднеледниковый (0–4 м); 7 – поздневалдайский: 7а – аккумулятивные элементы меандровых комплексов («промежуточная» терраса высотой 5–6 м); 7б – большие палеорусла-макроизлучины (пойма высотой 3–4 м); 8 – ранне- (?) средневалдайский (комплекс надпойменных террас высотой 7–16 м, на левобережье – глинистых, на правобережье – песчаных, значительно переработанных эоловыми процессами); 9 – довалдайский (террасы, перекрытые склоновым чехлом; террасоувалы); 10 – геоморфологические границы; 11 – положение разрезов; 12 – населенные пункты; 13 – линии профилей, представленных на рис. 7, 8

хранились разновысотные террасовые уровни, а также доголоценовый первичный русловой рельеф – большие меандрирующие палеоруслa, или макроизлучины, послужившие ранее предметом специальных исследований [Панин, Сидорчук, 2006; Сидорчук и др., 2006; Панин и др., 2012]. Сохранность древних русел и связанных с их развитием морфологических комплексов позволяет существенно дополнить геоморфологические критерии диагностики разновозрастных террасовых уровней и расчленения аллювиальных толщ путем применения принципов палеоруслового анализа [Чалов и др., 2004].

На изученном участке долины представлены (рис. 6, 7): (1) пойма высотой до 4–5 м, расширяющаяся от 1 км в районе с. Третьяки до 7–8 км между с. Пески и с. Удачный, не считая отделенных от современного русла террасовыми массивами затапливаемых участков у с. Танцырей; (2) «промежуточная» терраса Т0 высотой 5–6 м, представленная изолированными, сильно переве́янными песчаными массивами в правой части дна долины; (2) «первая терраса» Т1 – террасовый комплекс с высотами 8–16 м, представленный участками двух типов: (а) песчаные террасы, сильно трансформированные (наращенные и переве́янные) эоловыми процессами, распространенные в правой части долины, и (б) террасы глинистого состава, плавно повышающиеся к борту долины – в левой части долины (на такой террасе стоит с. Пески); (2) терраса высотой 20–25 м, развитая в левой части долины (на ней стоит с. Удачный и ниже по течению – г. Поворино). Эта терраса расчленена балками и перекрыта склоновым чехлом, мощность которого растет по направлению к борту долины. Судя по значительной опесчаненности солифлюкционных суглинков, вскрываемых в бортах балок, склоновый чехол погребает и другие, более древние террасы, но они четких ступеней уже не образуют.

Строение ***20-м террасы*** изучено в песчаном карьере между с. Пески и с. Удачный – разрез Пс-2 (рис. 8). Поверхность террасы, наращенная 2–3-м покровом буровато-коричневых солифлюкционных суглинков, полого спускается в сторону реки с отметок 115 до 112 м абс. (от 23 до 20 м над рекой), где начинается перегиб ко дну долины, который можно считать бровкой террасы. Рост отметок поверхности в сторону коренного склона долины, не сопровождающийся наращиванием мощности склонового покрова (это видно в боковых стенках карьера) позволяет предполагать, что аллювиальная толща в прибровочной части несколько подрезана сверху. Поэтому терраса считается нами 20-метровой, по условному уровню ее первоначальной поверхности.

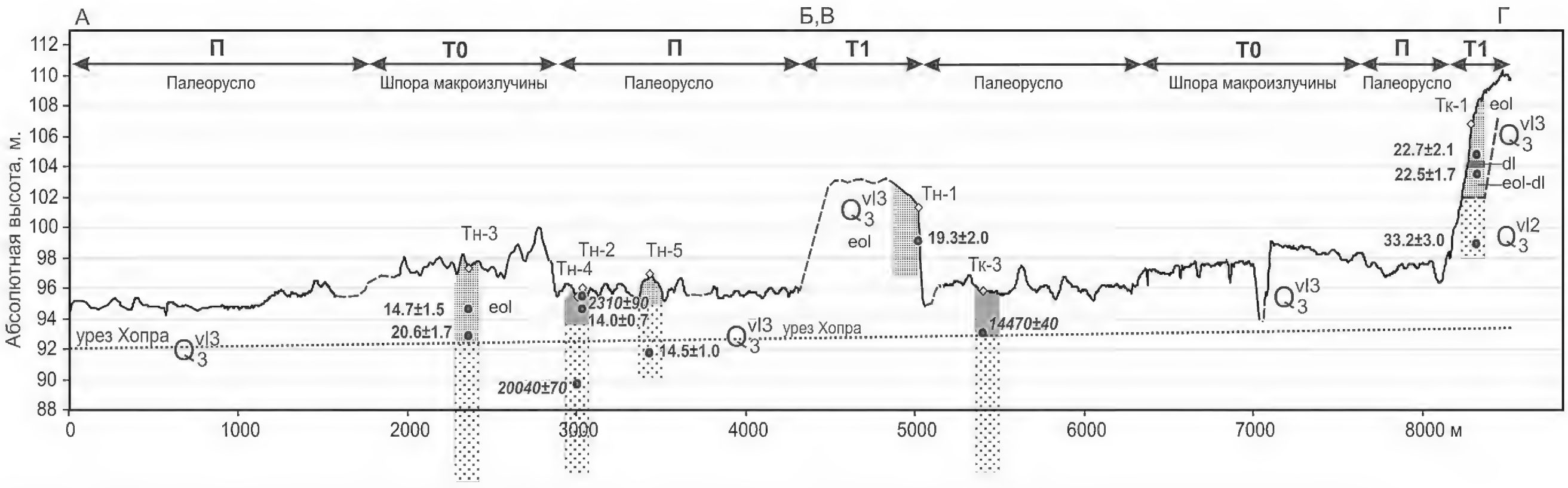



**Рис. 7.** Комбинированный топографический профиль вдоль правой части дна долины Хопра с элементами геологического строения
Положение профиля показано на рис. 6. Пунктиром показаны участки профиля, снятые с топографической карты. Условные обозначения см. на рис. 2

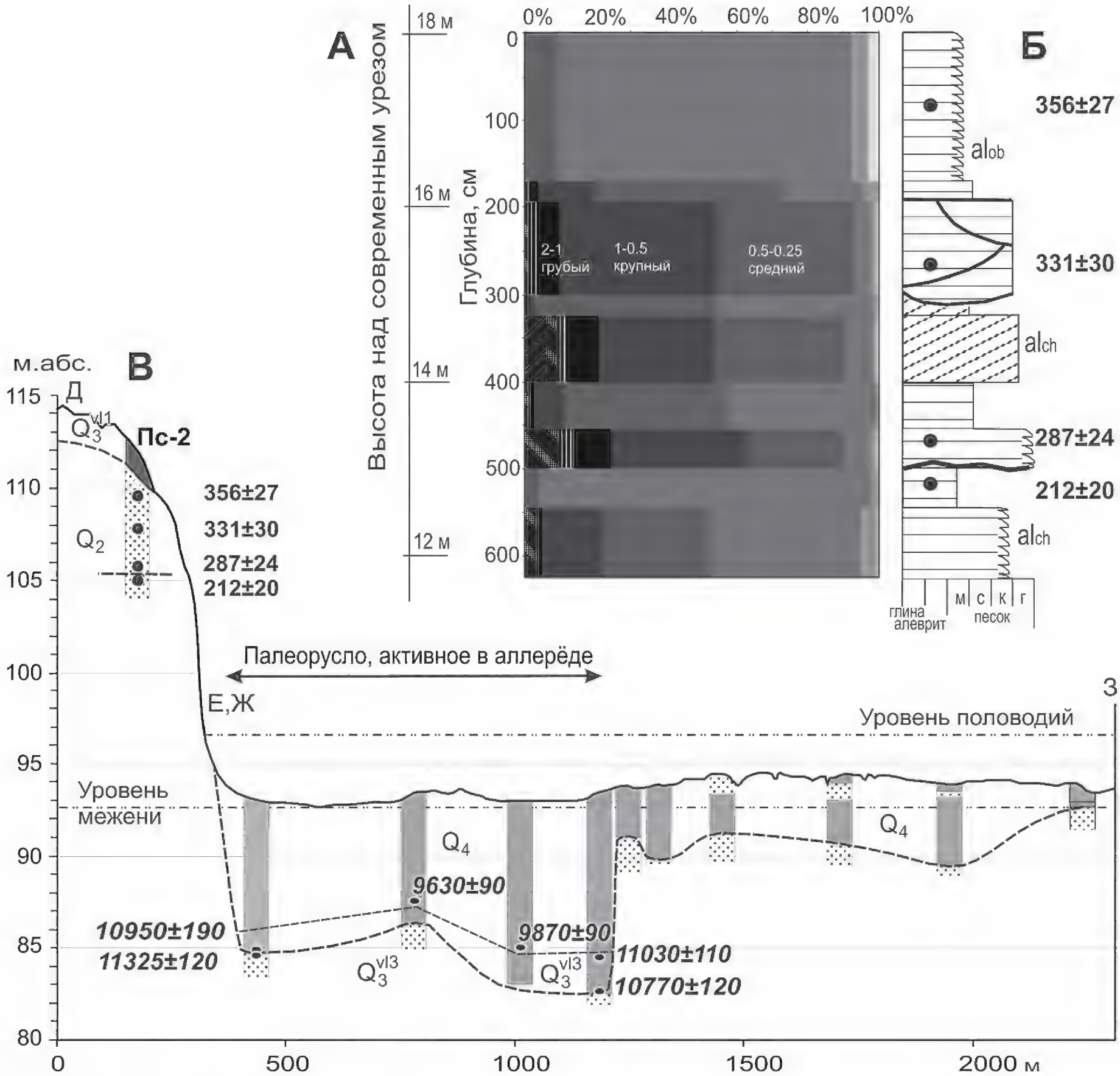



**Рис. 8.** Разрез Пс-2 (20-м терраса р. Хопер)

А – гранулометрическая диаграмма, Б –литологическая диаграмма, В – Профиль с террасы на дно долины. Условные обозначения к диаграммам см. на рис. 3, к профилю – на рис. 2.

Разрез Пс-2 заложен в северной стенке карьера, тянущейся по бровке террасы. Склоновый чехол в ходе разработки карьера был снят, так что бровка разреза располагалась непосредственно на поверхности аллювиальных отложений на высоте 110,5 м абс., или 18 м над урезом воды Хопра (рис.). Стенка карьера вскрывает полный разрез аллювиальной толщи от подошвы русловой фации до фации низкой поймы (возможно, подрезанный сверху – в пределах первых метров). Верхние 1,7 м аллювия – горизонтальное переслаивание коричневых суглинков (слои 3–7 см) и мелких тонко-волнистых песков (слои 10–30 см) – аллювий низкой поймы. Ниже залегают слои общей мощностью более 3 м, представляющие разные фации руслового аллювия от аллювия прирусловой отмели до фации плесов. В интервале глубин 2–3 м по всей стенке карьера прослеживаются срезающие друг друга линзы крупного песка шириной 3–6 м и мощностью до 1 м – следы деятельности русла, разбитого на множество мелких рукавов. Подошва всей аллювиальной толщи представляет субгоризонтальный эрозионный контакт, под которым вскрывается метровой мощности более древняя аллювиальная толща – горизонтально слоистый разнозернистый песок с прослоями суглинков (по-видимому, фация плесов).

Очевидно, разрез представляет заключительный этап формирования террасы – переход от кон-

стративного к перстративному развитию. Верхняя (полнофациальная) аллювиальная толща должна была сформироваться за относительно короткое время – от столетий до первых тысячелетий. С учетом реконструируемой морфодинамической картины – активного перемещения рукавов разветвленного русла по ширине долины на фоне направленной аккумуляции – подстилающий верхнюю толщу аллювий может быть как близким по возрасту, так и заметно более древним, но, скорее всего, в пределах того же климатохрона. В полной мере проверить эти предположения не удалось, т.к. полученная серия ОСЛ дат, охватывающая разные фации и обе аллювиальных толщи, оказалась инверсионной: дата на глубине 80 см – **356±27 тыс.л.**, 265 см – **331±30 тыс.л.**, 470 см – **287±24 тыс.л.**, 520 см (нижняя толща) – **212±20 тыс.л.** Обсуждение этих дат проводится ниже.

Песчаная разновидность ***террасового комплекса T1*** изучалась в правой части дна долины в районе сел Третьяки и Танцырей. Село Третьяки стоит на 14–16-м террасе, покрытой покровом лессовидных отложений. На южной окраине села (в районе заброшенной фермы) поверхность снижается и лишается лессового покрова. В прибровочной части пологонаклонной на запад (к древнему руслу Хопра, подмывавшему ее) поверхности террасы, имеется песчаный карьер, в котором был заложен разрез Тк-1. Бровка разреза (≈ бровка террасы) находилась на уровне 13 м над рекой. Верхние 40 см разреза – отвалы карьера. Ниже вскрыты следующие слои (рис. 9)

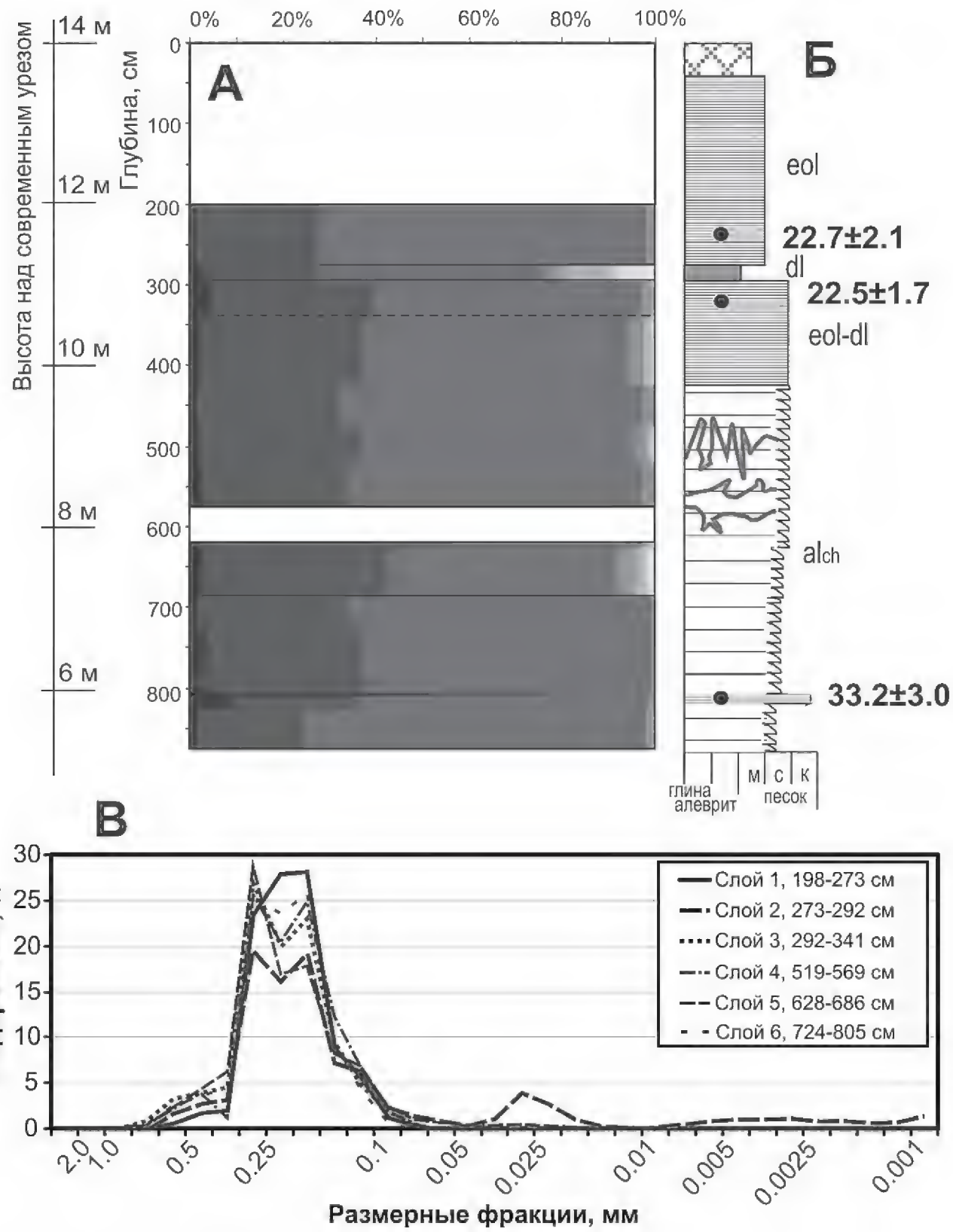



**Рис. 9.** Разрез Тк-1 (14–16-м «первая» терраса р. Хопер)

А – гранулометрическая диаграмма, Б –литологическая диаграмма, В – результаты дробного анализа отдельных образцов. Условные обозначения см. на рис. 3.

Слой 1, 0,4–2,7 м – эоловые осадки: мелкий песок сортированный с тонкой горизонтальной слоистостью, проявленной на обветренных поверхностях; верхние 2 м сильно изменены почвообразованием и ожелезнением, причем почва частично срезана в кровле, т.е. исходная поверхность была несколько (до 0,5 м) выше. Дата ОСЛ на глубине 230 см: **22.7±2.1 тыс.л.**

Слой 2, 2,7–2,9 м – делювий: плотный пылеватый суглинок, коричневый, выдержанный вдоль все стенки разреза (не менее чем на 20 м); по кровле сочится вода.

Слой 3, 2,9–4,8 м – эолово-делювиальные осадки: переслаивание светлого мелкого песка (слойки 2–10 см) и коричневого опесчаненного суглинка (слойки 0,5–2, редко до 5 см). Мощность суглинистых слойков невыдержанная, они местами выклиниваются по простиранию. На незачищенной части стенки и в песчаных, и в суглинистых прослоях отпрепарирована тонкая слоистость (1–2 мм). Слойки образуют сезонные пары: суглинистый слоек с резкой подошвой – результат весеннего смыва или отмучивания накопленной в снеге пыли при его таянии – плавно переходит в песчаный слоек – результат работы ветра в засушливый летний сезон. Местами отмечаются инволюции (мелкая складчатость), микросбросы, сопровождающие узкие мерзлотные трещины, в которые затекает суглинок из слоев делювия. Дата ОСЛ вблизи кровли слоя (315 см): **22.5±1.7 тыс.л.**

Слой 4, 4,8–5,7 м – аллювий фации низкой поймы («холодный»): тонкое переслаивание песка светло-коричневого и белесого с серой супесью (слойки толщиной 0,5–1 см). Слойки интенсивно деформированы мелкой складчатостью, местами разорваны (мерзлотные инволюции). Отмечаются узкие (3–5 см) псевдоморфозы по конседиментационным ледяным жилам.

Слой 5, 5,7–6,85 – аллювий фации низкой поймы («теплый»): переслаивание серо-коричневого легкого сильно опесчаненного суглинка (слои 2–5 см) и светло-коричневого мелкого песка (слои 4–7 см). Сверху из вышележащего и почти до подошвы слой «пробит» узкими псевдоморфозами по ПЖЛ, образованными уже при накоплении вышележащего слоя.

Слой 6, 6,85–8,7 м – русловой аллювий (фация прирусловой отмели, в основании разреза – приурезовая часть): мелкий песок, от светло-бежевого до коричневато-серого, с прерывистой горизонтальной слоистостью: пары слойков – 1–3-см более промытый песок и 0,5 см более темный более оглиненный песок. На глубине 7,95 м – слой белесого сортированного мелкозернистого кварцевого песка переменной толщины от 0,5 до 2 см (эол). ОСЛ дата по этому прослою: **33.2±3.0 тыс.л.** Ниже до 8,2 м – короткие линзы крупного песка (эоловая сортировка). Ниже до забоя меняется характер слоистости: относительно мощные (10–15 см) слои песка перемежаются выдержанными по простиранию прослоями оглиненного толщиной 1–3 см.

Все слои разреза, включая верхние, срезаются склоном террасы – это указывает на активность подрезающего склон большого палеорусла в период после ПЛМ.

Палинологическая характеристика разреза оказалась в хорошем соответствии с литодинамическими и лито-климатическими признаками. Нижняя половина разреза (слои 4–6), в которой конседиментационные мерзлотные явления стали проявлять лишь в верхней части (слой 4), накапливалась в относительно теплых условиях: здесь преобладает пыльца группы древесных пород (от 20 до 90 %), встречаются сосна (до 40%), береза (20%), в основании разреза единично встречена пыльца ели, а на глубине 650–700 см (выше и ниже контакта слоев 5 и 6), встречена пыльца лещины (Corylus), теплолюбивой породы, произрастающей обычно в подлеске смешанного леса. Похолодание во время накопления слоя 4 фиксируется появлением в его верхней части пыльцы ольховника.

Для слоев 1–3 характерен перигляциальный флористический спектр: в нем исчезает пыльца древесных пород, но встречается пыльца холодолюбивых кустарников, таких как карликовая березка (до 20%) и ольховник (Alnaster), а в группе травянистых растений присутствует пыльца маревых (Chenopodiaceae) до 60%, что говорит не только о холодном, но и о засушливом климате. В полном соответствии с этим в разрезе наряду с криогенными процессами фиксируется проявление интенсивной эоловой деятельности.

Морфоскопическое изучение кварцевых зерен проведено в образцах с глубин 230 см (слой 1) и 320 см (слой 3). В образце из слоя 1 в обеих изученных фракциях матовые эоловые зерна (RM) составляют менее 10%, но более 50% – это матовые среднеокатанные зерна (EM/RM), на поверхности выступающих граней которых фиксируется микроямчатость. В целом микроморфология поверхности более 70% исследованных кварцевых зерен имеет следы эоловой обработки. Общий вывод: после нахождения в динамичной водной среде отложения испытали кратковременное воздействие эоловых процессов.

В образце из слоя 3 такое воздействие тоже фиксируется, но выражено оно несколько слабее. Здесь доля матовых среднеокатанных зерен (EM/RM) составляет >40%, но эолизация зерен выражена очень слабо: преобладают глянцевые зерна с минимальными следами только на выступающих гранях, иногда на глянцевой поверхности видны единичные микроямки, что свидетельствует о соударении зерен. Встречаются также единичные зерна с глубокой матовой поверхностью (RM), что свидетельствует об их эолизации в более ранние периоды. В целом можно сделать вывод, о том, что на последнем этапе накопления отложения подверглись кратковременному действию эоловых процессов.

Строение террасового комплекса Т1 было изучено также в изолированном песчаном массиве 10–12-м уровня в районе с.Танцырей. Разрез Тн-1 на восточной окраине массива (высота бровки над рекой 8,5 м) вскрыл на глубину 5.7 м мелко-средние однородные пески, в верхних 2,5 м – с горизонтальной микрослоистостью на обветренных стенках, до глубины 210 см со следами

голоценового почвообразования (горизонты гумусовый, иллювиальный, с глубины 150 см – ортзанды), с глубины 4,5 м – интенсивно ожелезненный вследствие близости грунтовых вод. Дата ОСЛ с глубины 220 см: **19.3±2.0 тыс.л.** Однородность осадка, отсутствие выраженных флювиальных текстур приводит к мысли о полной переработке первичных аллювиальных песков эоловыми процессами. В пользу возможности такого сценария говорит рельеф поверхности террасы, особенно пересеченный в северной половине массива, с ярко выраженными дюнами 2–3-метровой высоты и общими перепадами высот не менее 5 м. Тем не менее, морфоскопический анализ образца с глубины 220 см выявил лишь очень слабые признаки эоловой переработки (возможно, она была слишком короткой). В обеих фракциях матовые среднеокатанные зерна (EM/RM) составляют наименьшую долю из всех изученных образцов– 28–35% (табл. 2). В зернах на выступающих гранях фиксируется минимальная эоловая обработка – микроямчатость, которая возникает в результате точечных соударений. С другой стороны, это единственный образец, где во фракции 0,5–0,8 мм доминируют среднеокатанные блестящие (глянцевые) зерна (EM/EL) – 51%. В целом обращает внимание значительная разница в обработке зерен двух фракций, что не характерно для остальных изученных образцов.

***«Промежуточная» терраса Т0*** изучалась по данным шнекового бурения в «большом палеомеандре» в районе с. Танцырей. Морфологический комплекс этого палеомеандра, формировавшийся геологически одновременно и в ходе единого процесса деформаций русла древней реки, в настоящее время представляет разные морфологические элементы дна долины (рис. 7). Шпора (бывшая пойма) палеомеандра представляет сейчас незатапливаемые массивы средней высотой 5–6 м над рекой, местами со следами глубокой эоловой переработки (реликтовые дюны высотой 2–3 м). Палеорусло шириной до 1 км и более с плавно изогнутым гривистым мезорельефом (он четко выражен на профиле – рис.7) представляет поверхность высотой 3–4 м, которая входит в состав поймы: она затапливается при паводках в настоящее время и затапливалась в голоцене, благодаря чему выстлана голоценовыми застойно-водными алевритистыми суглинками [Сидорчук и др., 2006; Панин и др., 2012].

Скважина Тн-3 в шпоре макроизлучины вскрыла (рис.10): сортированный мелкий песок, вверху серо-коричневый (гумусовый горизонт почвы), с 0,5 м – рыжеватый за счет ожелезнения (иллювиальный горизонт почвы), с 1,5 м – светло-желтый, с 4 м – серый (оглеенный) мокрый, с 5 м – плывун, подъема по шнеку нет (по-видимому, мелкий частично заиленный или с прослоями ила песок). С 11 м – песок более крупный – мелко-средний, с включениями отдельных частиц черного кремня до 1 мм (поднимается по шнеку). Забой скважины 14 м. Получены следующие ОСЛ даты: с глубины 2,5–2,9 м – **14.7±1.5 тыс.л.**, с глубины 4,3–4,7 м – **20.6±1.7 тыс.л.** Столь существенная разница в возрасте при относительно небольшой разнице в глубине залегания указывает, очевидно, на наличие стратиграфического перерыва в интервале разреза между двумя датированными уровнями.

Высокая однородность и сортированность верхних, как минимум, 5 м разреза, а также развитый вокруг реликтовый дюнный рельеф с высотой песчаных гряд 1–2 м, указывают на эоловый генезис песков верхней части разреза. Признаки эоловой обработки выявлены морфоскопическим анализом двух образцов песка с глубин, где было проведено датирование (табл. 2). В обеих исследованных фракциях (0,8–0,5 и 1,0–0,8 мм) доминируют матовые среднеокатанные (EM/RM) и широко участвуют окатанные (RM) кварцевые зерна. Процентное содержание глянцевых зерен (EL + EM/L), которые были отложены во флювиальной среде, в большинстве случаев <25% (не более 29%). В верхнем образце во фракции 1,0–0,8 мм 7 из зерен группы RM имеют хорошо выраженную эоловую обработку и глубокую матовую поверхность. Такие зерна могли быть задействованы в эоловых процессах еще до формирования данного слоя и впоследствии переотложены. Остальные зерна группы RM имеют неглубокую матовость поверхности, частично просвечиваются. На поверхности зерен в обеих исследованных фракциях присутствует микроямчатость от соударений, а на среднеокатанных матовых зернах (EM/RM) фиксируется лишь незначительная эоловая обработка на выступающих гранях, для обоих образцов можно заключить о кратковременном действии эоловых процессов.

Серия скважин и шурфов заложена в палеорусле.

Шурф Тн-2 глубиной 180 см, расположенный на гриве, вскрыл с поверхности до глубины 115 см суглинок алевритистый, опесчаненный тонким песком, в верхних 65 см гумусированный, ниже коричневато-серый, белесый за счет выцветов карбонатов – аллювий фации притеррасной поймы. Ниже до дна – песок мелкий, заиленный – аллювий фации заиления стариц. Из шурфа с глубины 1,4 м получена ОСЛ дата **14.0±0.7 тыс.л.** Из основания гумусового горизонта современной почвы с глубины 55–65 см получена 14С дата по общей органике **2310±90** (ИГАН-3919), отражающая скорее скорость ротации гумуса в почве, чем

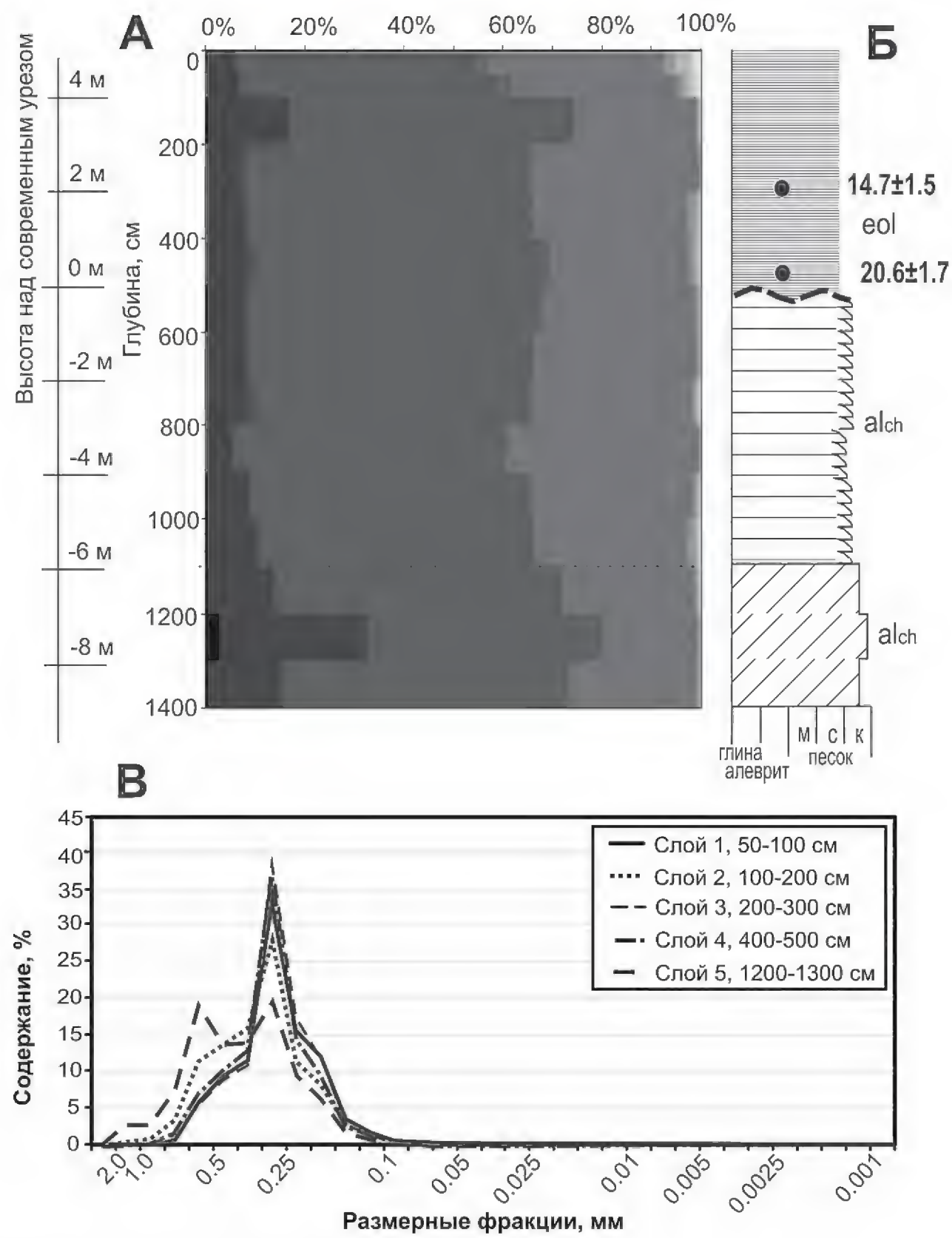



**Рис. 10.** Разрез Тн-3 (5–6-м «промежуточная» терраса р. Хопер)

А – гранулометрическая диаграмма, Б –литологическая диаграмма, В – результаты дробного анализа отдельных образцов. Условные обозначения см. на рис. 3.

возраст отложений на данной глубине. Скважина Тн-5 на другой крупной гриве вскрыла до глубины 7 м мелкие пески, местами заиленные (аллювий фации заиления), в верхних 2 м – перевеянные. ОСЛ дата из аллювия с глубины 5,0–5,4 м: **14.5 ± 1.0 тыс.л.**

Скважина Тн-4 глубиной 12 м, расположенная в ложбине, вскрыла до глубины 1,7 м тяжелый суглинок, в верхних 0,5 м гумусированый, а с 1,0 м – переслоенный тонким заиленным песком (аллювий фации притеррасной поймы). Ниже до 7 м – тонко-мелкий заиленный песок (аллювий фации заиления староречий). Из его нижней части с глубины 5,3–6,0 м по общей органике получена 14C (AMS) дата **20040±70** (Gda-1922). С 7 м вниз начинается русловой аллювий: сначала мелкий, затем средний промытый песок, а с глубины 10–11 м – песок крупный.

В том же палеорусле, но выше по течению, с восточной стороны террасового массива, скважина Тк-3 глубиной 12 м, расположенная в прибровочной части широкой гривы, вскрыла до глубины 3 м тяжелый суглинок, опесчаненый тонким песком, на глубине 0,6–1,0 м прослоенный мелким заиленным песком (аллювий фации притеррасной поймы). Дата 14C (AMS) по общей органике с глубины 2,5–3,0 м (из основания суглинков) составила **14470 ± 40** (GdA-1923). Ниже залегал

тонко-мелкий заиленный песок (аллювий фации заиления староречий), а с глубины 10–11 м – промытый мелкий песок (русловой аллювий).

## Датирование склоновых отложений

Для анализа истории развития речных долин и накопления аллювиальных толщ важно представлять динамику поступления в речные потоки обломочного материала с водосбора. О времени активности процессов гравитационного сноса можно судить по датам из склоновых отложений и заполнений древних эрозионных форм.

Наиболее древние отложения такого рода датированы в Александровском карьере на южном междуречье Сейма, в 10 км к западу от г. Курска. В карьере вскрыты погребенные верховья древней балочной системы, обнаруженные и детально изученные С.А. Сычевой [1997, 2003 и др.]. ОСЛ анализ по образцам, отобранным над тальвегом погребенной балки в 2009 г (разрез Ал-1), дал следующие результаты: глубина 6,5 м (низ заполнения погребенной балки в 60 см над микулинской почвой): **81±5 тыс.л.**, глубина 3,6 м. (верх заполнения погребенной балки, 100 см ниже кровли кукуевской почвы): **78±5 тыс.л.**, глубина 2,2 м (турбированный неслоистый лесс между кукуевской и стрелецкой почвами): **83±4 тыс.л.** Инверсия в этой серии дат может быть связана с неточным учетом средней за время существования влажности образца WC, которая принималась одинаковой (75% от предельной влагоемкости), однако в реальности должна была уменьшаться вверх по разрезу. Для верхнего образца величина WC получилась необъяснимо высокой – 38% (№13 в табл.1); при коррекции значения WC до величин, характерных для остальных образцов (21–24%), дата уменьшается до ~70 тыс.л.. В любом случае, заполнение балки произошло относительно быстро – за несколько тысяч лет в середине ранневалдайского времени.

В долине Хопра широко развиты делювиально-солифлюкционные отложения, спускающиеся с левого борта долины на дно долины – на глинистую разновидность террасы Т1 высотой 10–12 м, на которой стоит с. Пески, и в позднеледниковый долинный врез: эти суглинки раннеголоценового возраста обнаружены бурением в левом тыловом шве поймы ниже современного уреза воды [Панин и др., 2012]. Обычно это плотные (в сухом состоянии), местами опесчаненные суглинки часто массивной текстуры, но иногда с признаками микрослоистости, разного цвета, в зависимости от положения относительно горизонта грунтовых вод – от буро-коричневого до серо-сизого, в кровле – с мощной голоценовой черноземной почвой. Эти склоновые комплексы датированы в двух местах.

В районе восточной окраины г. Поворино пологий левый склон долины (очевидно, террасоувал) опирается на 20-м террасу, изученную в разрезе Пс-2 (см.выше). Склон прорезается балкой Переполье. В правом борту балки в 200 м вверх по балке от трассы Поворино-Балашов в глинистом карьерчике (разрез Пр-1) вскрыта 5-метровая толща делювиально-солифлюкционных опесчаненных суглинков, покрывающих долинный склон. Образцы с глубин 1,5 и 4,6 м дали одинаковые ОСЛ даты: **65 ± 5** и **65 ± 4 тыс.л.** соответственно, что говорит о быстром (геологически мгновенном) накоплении склоновой толщи в конце раннего валдая. Склоновые суглинки перекрывают высокогумусную погребенную почву. Полученная по гумусу из кровли этой почвы (с глубины 5,2–5,3 м) 14С дата 44100±2300 (ИГАН-3916) представляется нам омоложенной.

В другом случае изучены поверхностные делювиально-солифлюкционные отложения в тыловом шве 8–10-м террасы на восточной окраине с. Пески, сложенной с поверхности на большую глубину глинистыми осадками. Здесь образец, отобранный из карьерчика по добыче глины (разрез Пс-1) с глубины 1,0 м, дал ОСЛ дату **22.1±1.0 тыс.л.** В этом же разрезе с глубины 1,3 м из неясно обособленного чуть более темного слоя суглинка с зачаточной призмовидной структурой (рудиментарная почва?) получена 14С (AMS) дата по общей органике: **14700 ± 40** (GdA-1921), или около 17 тыс.л. в астрономической шкале. Получившаяся инверсия может быть связана как с омоложением 14С даты за счет заноса молодой органики сверху из голоценового чернозема, так и с удревнением ОСЛ даты вследствие неполной засветки частиц перед захоронением (это вполне вероятно при солифлюкционном механизме транспорта). В качестве наиболее вероятного сценария можно принять среднее значение между двумя датами и считать, что накопление верхушки склоновых отложений в разрезе происходило 18–20 тыс.л.н., т.е. во время и сразу после ПЛМ.

Еще одна толща делювия датирована у правого борта долины Хопра в древнем меандровом цирке у дер. Калинино (сразу за западной рамкой карты на рис. 6). Цирк вложен в уступ пологонаклонной песчаной террасы, высотой 27–28 м над Хопром (в прибровочной части), относящейся, по-видимому, еще к доднепровским этапам развития долины. Поверхность цирка пологонаклонная в сторону реки, имеет относительные отметки 18–20 м. Она служит ловушкой для наносов, смываемых маломощным склоновым стоком с бортов цирка и прилегающих участков террасы. На бортах цирка при крутизне 2–3°, несмотря на слабую противоэрозионную устойчивость слагающих песков,

процессы линейной эрозии не развиты: нет форм линейной эрозии – ни современных, ни древних. Очевидно, в условиях высокой фильтрационной способности песчаных почв концентрации поверхностного стока не происходит, и эрозионные процессы ограничиваются плоскостным смывом с соответствующим малым уклонам тонким составом наносов.

В центральной части цирка скважина Кл-1 общей глубиной 11,5 м вскрыла в верхних 10 м суглинки тяжелые (до глины), глубже 2 м – в разной степени опесчаненные и алевритистые, с прослоем рыжевато-желтого мелкого песка на глубине 2,8–3,5 м. С глубины 10 м начинаются пески, сначала заиленные, а в интервале 11–11,5 м – хорошо промытые (очевидно, русловой аллювий времени образования цирка). ОСЛ датирование песков дало следующие результаты: с глубины 3,0–3,4 м – **16.7 ± 1.1** тыс.л., с глубины 11,1–11,5 м – **38.9 ± 4.5 тыс.л.** Если считать, что верхние 10 м разреза формировались постепенно в течение порядка 40 тыс.л., то средние скорости накопления делювия составляли 25 см за 1000 лет, или 2,5 мм в год. В верхних 3 м разреза скорости накопления были того же порядка величин – чуть менее 20 см/1000 лет.

## Обсуждение результатов. 1. История осадконакопления и условия залегания разновозрастных осадочных толщ, выстилающих дно речных долин

Приведенные выше и имеющиеся в литературе материалы позволяют предпринять попытку создания хроностратиграфической схемы строения речных долин, основанной на данных абсолютного датирования осадков. Одна из задач такой схемы – установление рельефообразующей роли разновозрастных аллювиальных толщ, т.е. их увязка с террасовыми уровнями долин. Это представляется важным ввиду того, что при картировании четвертичных отложений ведущую роль играют именно геоморфологические критерии: к стратиграфическому расчленению аллювиальных и покровных толщ геолог-съемщик идет от выделения разновысотных террас.

Для времени до раннего валдая включительно абсолютные определения возраста фрагментарны, однако достаточно информативны. В частности, обращает внимание относительно низкое залегание в долине Хопра аллювия, датированного второй половиной среднего неоплейстоцена: <+13÷+20 м относительно уровня межени (рис. 8). Опорной схемой строения террас Хопра, применявшейся при государственной геологической съемке, в частности, при создании листов карты четвертичных отложений масштаба 1:200 000, является схема М.Н. Грищенко [1976]. Согласно этой схеме, в указанном интервале высот залегают аллювиальные толщи первой половины позднего неоплейстоцена – микулинские или ранневалдайские, слагающие основания толщ аккумулятивных террас – 30–35-метровой III НПТ и 25–28-метрового высокого уровня II НПТ соответственно. Более древние (средненеоплейстоценовых) аллювиальные толщи на схеме Грищенко залегают более высоко – на уровне +13 м у них находится подошва.

К концу ранневалдайского времени в долине Хопра относятся делювиально-солифлюкционные осадки, залегающие на левом борту долины на уровне <+15 ÷ >+20 м (№29, 30 в табл. 2). Ранневалдайского аллювия в долине Хопра продатировать не удалось – вероятно, террасовый уровень соответствующего возраста на изученном участке долины не представлен. В долине Сейма ранневалдайский аллювий установлен в цоколе 12-м террасы на уровне +2 м (№3 в табл. 2). Судить о рельефообразующей роли этого аллювия по столь отрывочным данным невозможно. Возможно, ранневалдайская аллювиальная толща слагает более высокие террасовые уровни – 14–16 м и выше. Тогда мощность аллювия этих террас должна превышать нормальную, т.е. указывать на процессы направленной аккумуляции в долине. Это вполне соответствует характерным для ранневалдайского времени интенсивным склоновым процессам, выявленным на междуречных пространствах (№10–13 в табл. 2).

Обращает, однако, внимание, что датированный аллювий относится уже ко второй половине раннего валдая, но залегает на достаточно низком уровне. Это должно указывать, что основная аккумуляция в долине пришлась на конец ранневалдайского времени. На основании единичной даты делать окончательное заключение преждевременно, однако в пользу такого заключения говорит и возраст склоновых толщ, заполняющих верховья междуречных балок – тоже вторая половина раннего валдая. В связи с этим возникает вопрос о стабильности склонов в первой половине ранневалдайского времени, ведь считается, что с похолоданием после оптимума микулинского межледниковья (МИС 5e) связана регенерация многолетней мерзлоты, дестабилизация склонов и рост интенсивности склонового сноса. В более северных районах аккумуляция склонового делювия в междуречных ложбинах началась уже 120 тыс.л.н., т.е. на границе подстадий 5e и 5d [Шеремецкая и др., 2012]. В Курском Посеймье начало этих процессов фиксируется не ранее 80–90 тыс.л.н. (даты №10, 11 в табл. 2). Отражает ли это зональность ранневалдайской динамики природной среды или

ограниченность имеющейся пока информации – вопрос для будущих исследований.

Для более молодых осадков (начиная со средневалдайского времени) условия их залегания и соотношения с разными геоморфологическими уровнями представлены в таблице 3. При ее составлении использовались как новые материалы, представленные в настоящей статье (рис. 2, 7 и др.), так и ранее опубликованные данные по долинам Сейма [Панин и др., 2001; Власов, Панин, 2003; Borisova et al., 2006] и Хопра [Сидорчук и др., 1998; Панин и др., 2012].

Средневалдайский аллювий в обеих долинах слагает надурезовые части низких террас (Т1) с высотами от 12 м. На Сейме он датирован в составе 12–13-м ступени, на Хопре – в составе 16-м террасы. Следует, однако, отметить, что разница в высотах террас в данном случае связана с разной мощностью покровных образований, а кровля аллювия в обоих случаях располагается на близких относительных высотах – +8 +9 м. Подошва средневалдайского аллювия установлена на Сейме на высоте +2 м. На Сейме, кроме того, средневалдайский аллювий слагает цоколь 6–7-м террасы, аналога которой на Хопре пока не установлено. В составе этой террасы погребенная под более молодыми осадками кровля средневалдайского аллювия находится на высоте +5 м, а подошва опускается глубоко под урез воды. Столь значительное изменение в высотном положении аллювия можно объяснить лишь значительным врезанием реки, произошедшим в течение средневалдайского времени.

Наибольшее генетическое и литологическое разнообразие демонстрируют осадки середины позднего валдая – времени ПЛМ. Осадки этого времени отличаются самой значительной амплитудой относительных высот, на которых они встречаются в речных долинах – они как поднимаются до 10–15 м над рекой, так и опускаются ниже уреза воды. Такой широкий высотный диапазон связан с тем, что в это время активно действовал целый ряд процессов осадконакопления – аллювиальные, эоловые, склоновые.

Датированный аллювий времени ПЛМ на Сейме представлен суглинистыми пойменными фациями, слагающими 5–7-м аккумулятивную террасу («промежуточную» террасу). Учитывая избыточную мощность пойменной фации – не менее 8 м, и низкое положение кровли русловой фации аллювия – 3 м ниже уреза воды, можно говорить, что в начале поздневалдайского времени русло находилось ниже современного (минимум на 3–4 м). В ходе накопления аллювия в русле происхо-

**Таблица 3.** Высотное положение разновозрастных осадков в днищах речных долин

| Эпохи | Аллювий | | Эоловые | | Склоновые (делювиальные, солифлюкционные) | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Н, м | ГЭ | Н, м | ГЭ | Н, м | ГЭ |
| **Долина среднего Сейма** | | | | | | |
| Средний валдай (57-29 тыс.кал.л.н.) | <-2 ÷ >+8 | Т 6-8 м (Т0b, Т0c)<br>Т 12-13 м (Т1a) | | | | |
| Поздний валдай - начало и ПЛМ (29-18 тыс.кал.л.н.) | <-4 ÷ +5 | Т 5-6 м (Т0a) | +6 ÷ +16 | Т 7-8 м (Т0c),<br>Т 12-16 м (Т1) | +8 ÷ +12 | Т 12-16 м (Т1) |
| Поздний валдай - окончание (18-12 тыс.кал.л.н.) | -10 ÷ +4 | П | | | | |
| Голоцен (12-0 тыс.кал.л.н.) | <-5 ÷ +6 | П<br>Т 5-7 м (Т0a, Т0b) | | | | |
| **Долина среднего Хопра** | | | | | | |
| Средний валдай (57-29 тыс.кал.л.н.) | <+4 ÷ +9 | Т 12-16 м (Т1) | | | | |
| Поздний валдай - начало и ПЛМ (29-18 тыс.кал.л.н.) | <-3 ÷ >0 | П<br>Т 5-6 м (Т0) | <+6 ÷ +16 | Т 8-10 м (Т1)<br>Т 12-16 м (Т1) | <+10 ÷ >+16 | Т 8-16 м (Т1) |
| Поздний валдай - окончание (18-12 тыс.кал.л.н.) | <-10 ÷ +2 | П | +2 ÷ >+5 | Т 5-6 м (Т0) | -8 ÷ >0 | П |
| Голоцен (12-0 тыс.кал.л.н.) | -7 ÷ +5 | П | | | | |

Н – высотный интервал, в котором встречается данный тип осадка (в метрах относительно современного меженного уреза воды); ГЭ - геоморфологические элементы долины, где встречается данный тип осадка: Т – терраса и ее высота (номенклатура террас – см. в тексте), П – пойма

дила направленная аккумуляция, оно постепенно поднималось, и вместе с ним поднимался верхний уровень пойменной аккумуляции. На Хопре песчано-супесчаный русловой аллювий времени ПЛМ залегает на уровне 0 ÷ -3 м в пределах больших палеорусел позднеледникового времени, составляющих сейчас часть поймы (рис. 7). Вероятно, подошва аллювия ПЛМ залегает значительно ниже: буровыми скважинами тот же монотонный мелко-средний песок вскрыт до уровня -9 м. Кроме того, аллювий времени ПЛМ залегает, вероятно, в основании 5–6-м террасы, ниже уровня эоловой переработки.

Заметное участие в составе осадков времени ПЛМ принимают эоловые пески. В обеих изученных долинах эоловые покровы времени ПЛМ установлены на поверхности 12–16-м террасы (Т1), где их мощность составляет 4–5 м, а подошва (кровля подстилающего аллювия) находится а уровне +8 м. На Сейме покров эоловых песков, уменьшаясь в мощности, спускается на более низкие уровни террас до уровня +5+6 м (рис. 2). На Хопре отмечены признаки глубокого перевеивания 8–10-м и 5–6-м террас в правобережной части долины: подошва эоловых песков располагается в первом случае не выше +4 м, во втором – на уровне современного уреза воды, глубже уровня поднятия капиллярной каймы (рис. 7). Достижение такой глубины эоловой переработки в период ПЛМ было возможно лишь при более низком положении уровня грунтовых вод, которое возможно лишь при более низком, врезанном положении русла реки.

Глубокое перевеивание террасовых песков – не редкость и в других долинах центра Русской равнины. Так, А.И. Москвитин приводит пример второй (ранневалдайской) террасы Волги в районе г. Тольятти (бывш. Ставрополя), где ранневалдайский песчаный аллювий, залегающий на озерных илах, целиком замещен эоловыми песками мощностью 20 м [1958, с.148]. На второй и третьей (московской) террасах Волги у с. Белый Яр мощность эоловых песчаных покровов достигает 10–12 м [там же, фиг.37]. С другой стороны, во многих случаях эоловые пески на волжских террасах развиты слабо или отсутствуют [там же, с.123].

В изученных долинах эоловые песчаные покровы также избирательны в своем распространении: на разных участках обнаруживается тяготение к тому или другому борту долины. На малютинско-авдеевском участке Сейма эоловые пески перекрывают разновысотные уровни левобережных террас, но одновозрастная им терраса в центральной части дна долины (Т0а) такого покрова лишена и на всю видимую мощность сложена суглинистыми разностями (рис. 1, 2). На поворинском участке долины Хопра эоловые пески развиты на правобережных террасах (рис. 6 – с. Петровское, Танцырей, Третьяки; рис. 7), а левобережные имеют суглинистый состав и плавно сопрягаются со склоновыми шлейфами, спускающимися с борта долины (рис. 6 – с.Пески, Мазурка).

На литологическую асимметрию долин бассейна верхнего Дона указывал М.Н. Грищенко: по его мнению, левобережные террасы, как правило, песчаные, а правобережные – глинистые [1976, с.138]. Аналогичная закономерность в долинах Дона, Десны и Сейма подмечена А.А. Величко [1963]. Как видно из примера Хопра, эта схема действует не повсеместно, но в целом «литологическая асимметрия» нижних ярусов долин действительно развита в регионе достаточно широко. Ее можно связывать с двумя факторами, иногда действующими однонаправлено. Важную роль играло расположение источника песчаного материала, поступавшего в русло – коренных морских, древнеаллювиальных или водно-ледниковых песков. Например, вдоль левого края долины Дона ниже впадения Воронежа на значительном протяжении следуют обширные зандровые равнины времени деградации донского ледника [Краснов, 1982]. Вдоль левого же борта долины тянется широкая полоса существенно перевеянных песчаных террас, а река прижимается к правому борту долины, вдоль которого встречаются узкие фрагменты террас суглинистого сложения. Второй фактор – положение русла реки в ходе очередного эрозионно-аккумулятивного цикла. К концу эрозионной фазы цикла дно долины разрабатывается на большую ширину, так что значительная его часть оказывается далекой периферией по отношению к руслу. В результате внутри меандрового пояса идет накопление преимущественно русловых песчаных фаций, а у противоположного борта долины идет отмучивание тонкой взвеси из паводковых разливов, дополняемое поступлением делювия с прилегающих склонов.

Эоловые покровы в своем распространении повторяют асимметрию, характерную для террасового аллювия: они развиты на песчаных террасах, а примеры песчаных покровов на глинистых террасах нам неизвестны. Очевидно, это свидетельствует о привязанности эоловых покровов к источнику песчаного материала, каковым являются древнеаллювиальные (в некоторых случаях – флювиогляциальные) песчаные толщи, слагавшие аккумулятивные поверхности дна долины, в том числе пойму и прирусловые отмели. Дальность транзита была невелика: перевеиваемый песчаный материал оставался в пределах ареала своего распространения, не достигая удаленного от русла противоположного борта долины.

Как на Сейме, так и на Хопре в составе эоловых чехлов встречены очень плотные глинистые прослои коричневого цвета, которые были интерпретированы как делювий. В разрезе Мл-1 это серия общей мощностью 90 см, построенная 20–30-см прослоями сильно опесчаненных тяжелых суглинков с прослоем тяжелой супеси между ними (рис.3). Как выше, так и ниже этой серии лежат светло-бежевые хорошо сортированные мелко-средние эоловые пески с тонкой (миллиметровой) субгоризонтальной слоистостью. В разрезе Tk-01 на Хопре слой тяжелых суглинков мощностью 20 см на глубине 2,7–2,9 м от поверхности (рис. 9) служит локальным водоупором: по нему сочится вода. Выше него залегают тонкослоистые эоловые пески, аналогичные описанным в разрезе Мл-1 на Сейме. Ниже делювия лежит 2-метровая пачка переслаивающихся светлых мелких (слойки 2–10 см), и коричневого опесчаненного суглинка, аналогичного залегающему выше делювию (слойки 0,5–2 см, редко до 5 см). Толщина суглинистых слойков невыдержанная, местами они выклиниваются по простиранию. На обветренных участках стенки разреза как в песчаных, так и в суглинистых слойках заметна тонкая слоистость. Подошва суглинистых слойков резкая, переход в вышележащий песчаный слоек – постепенный.

Данная ритмично-слоистая толща визуально напоминает перигляциальный аллювий. В пользу перигляциальной обстановки накопления говорят многочисленные мерзлотные нарушения и «холодный» спорово-пыльцевой спектр, однако аллювиальный генезис этих осадков никак не вписывается в общую картину осадконакопления на изучаемом участке долины. Обсуждаемая пачка залегает на уровне +8+10 м. Близкого возраста аллювий датирован по 14С на уровне –2,5 м (скважина Тн-4, рис.7), причем это аллювий явно не базальный. Одновременное аллювиальное осадконакопление в столь широком диапазоне высот трудно объяснимо. Отмеченные особенности описываемой пачки действительно указывают на сезонную природу слоистости, но позволяют говорить скорее об эоловом механизме седиментации, на что указывают и признаки кратковременной эоловой обработки, выявленные морфоскопическим анализом (см. выше). Суглинистые слойки, вероятно, представляют результат отмучивания зимней пыли при весеннем снеготаянии. Нельзя полностью исключать участие водного переотложения этих наносов, но если оно и было, то – крайне ограниченно, поскольку следов размыва песчаного субстрата талыми водами нигде не обнаружено. Высокое содержание пыли в снеге может свидетельствовать о прерывистости снежного покрова, наличии участков голого грунта, служивших источником пыли. О небольшом количестве снега говорит маломощность весеннего склонового стока (возможно, талые воды целиком впитывались в песчаный субстрат). Песчаные слойки накаливались летом в результате перевевания близлежащих террас. Это было возможно только при сухом состоянии верхней части грунта после ее просыхания от впитавшихся весенних вод.

Таким образом, описываемая эолово-делювиальная песчаная и песчано-суглинистая толща свидетельствует о криоаридной обстановке – холодной малоснежной зиме и засушливом лете. Слой делювия фиксирует период относительного увлажнения. Он был непродолжительным: в разрезе Tk-1 ОСЛ даты по эоловым пескам выше и ниже этого слоя практически совпадают (22,7±2,1 и 22,5±1,7 тыс.л.) и близки к дате по эоловым пескам в разрезе Мл-1 на Сейме (21,7±1,6 тыс.л.), где в середине эоловой толщи также имеется делювиальный прослой. Столь близкое сходство строения и возраста осадков в пространственно удаленных разрезах может указывать, что они отражают некоторые региональные черты осадконакопления интервала времени между 20–24 тыс л.н. (21–23 тыс.л.н.?), обусловленные сходными климатическими изменениями.

К периоду ПЛМ на Хопре относятся также делювиальные тяжелые суглинки склонового шлейфа у основания левого борта долины при переходе его в поверхность 8–10-м террасы (дата №24 в табл. 1). Они залегают в том же интервале относительных высот, что и эолово-делювиальный чехол на низкой террасе у противоположного борта долины в разрезе Тк-1.

Комбинация эоловой переработки аллювия террас и наращивания поверхностей за счет привноса аллохтонного материала делают проблематичным определение первоначальной высоты террасовых ступеней. Кровля аллювия в разрезах (подошва эоловых песков) представляет может рассматриваться как минимальная оценка этой высоты (для случая, когда весь эоловый покров представлен аллохтонным материалом), современная дневная поверхность – как оценка максимальная (для случая, когда эоловый покров – полностью результат переработки подстилающего аллювия).

Аллювий времени позднеледниковья (18–12 тыс.л.н.) встречается в составе речных пойм, слагая их наиболее древнюю, доголоценовую часть (табл. 3). На малютинско-авдеевском участке долины Сейма позднеледниковый аллювий не встречен, что можно связывать с избирательностью опробования: здесь целенаправленно изучались осадки именно надпойменных террас. Однако ниже по течению реки, в районе г. Льгова, аллювий этого времени установлен в заполнени-

ях больших палеорусел как самого Сейма, так и его притока – р. Свапы [Панин и др., 2001]. Он представлен песчаными русловыми и супесчано-суглинистыми фациями заиления палеорусел. На Хопре аллювий позднеледниковья датирован в двух сериях палеорусел (рис. 6: профили А-Г и Ж-З). У с. Танцырей встречены как песчаные разности русловых фаций, слагающие гривистые образования древнего побочня (рис. 7: скв.Тн-5), так и супесчаные фации заиления (рис. 7: скв.Тн-2) и глинистые старичные фации (рис. 7: скв.Тк-3), образованные после перехода основного течения к противоположному борту долины.

Низкое залегание позднеледникового аллювия – от –10 м до +2+4 м относительной высоты – свидетельствует о врезанном состоянии речных русел. Если сейчас наиболее глубокие плесовые лощины Сейма и Хопра достигают 4–5 м (правда, встречаются отдельные ямы размыва до 8–10 м глубиной), то дно русел времени позднеледниковья было на 5–6 м ниже дна современных русел. О врезанном состоянии русел в позднеледниковье свидетельствует и низкое положение осадков других генетических типов, изученных на Хопре. Эоловые пески в скважине Тн-3, расположенной в шпоре позднеледникового палеорусла-макроизлучины (рис. 6, 7), датированы на уровне +2 м над современной рекой. Подошва делювиально-солифлюкционных суглинков, заполняющих открывавшуюся в реку небольшую эрозионную форму, опускается на 8 м ниже меженного уровня [Панин и др., в печати].

Голоценовые осадки представлены разнообразными фациями аллювия, занимающими интервал ±5 м относительно меженного уровня, что вполне соответствует интервалу распространения «нормального» аллювия, отлагающегося в ходе горизонтальных русловых деформаций. Наиболее низко опускаются раннеголоценовые старичные фации в заполнениях больших палеорусел позднеледниковья – до 7 м ниже меженного уровня и 2–3 м ниже подошвы обычного голоценового аллювия (рис.8). Голоценовые пойменные фации перекрывают иногда поверхности, сложенные доголоценовым аллювием. Это может быть внутренняя аккумулятивная часть (шпора) макроизлучины конца позднеледниковья, представляющая сейчас часть поймы, как на Хопре у с. Удачный (рис. 8) или на Сейме в районе Льгова [Панин и др., 2001]. Такую пойму можно называть наложенной, или цокольной. На Сейме в районе Малютино голоценовый аллювий с плащеобразным залеганием обнаружен на поверхности террасовых ступеней (рис. 2): на 6–7-м ступени – пойменные суглинки бореального возраста (рис. 4), на 5–6-м ступени – начала субатлантического периода с артефактами раннего железного века (рис. 5). В настоящее время паводки на этом участке Сейма на понимаются выше 4–4,5 м, и наличие пойменного аллювия на высотах до +6 м свидетельствует о росте высоты паводков в соответствующие периоды времени. О высоком подъеме уровней воды в самом конце голоцена (вероятно, в Малый ледниковый период) на верхнем Дону говорят данные по археологическому памятнику Ксизово на стрелке Дона и р. Сновы, где осадки склоново-пролювиального шлейфа у подножья коренного склона долины перекрываются 1,2-метровой толщей тонкозернистого аллювия, содержащего гончарную керамику XVIII века [Лаврушин и др., 2009].

## Обсуждение результатов. 2. История формирования террасовых уровней

Из полученных результатов наиболее новым является установление низкого залегания аллювия времени ПЛМ. С точки зрения традиционных взглядов на развитие речных долин, в ПЛМ в речных долинах происходила мощная аккумуляция, и аллювий этого времени должен слагать «первую» речную террасу (8–12–16 м). Обнаруженное залегание аллювия ПЛМ ниже уреза воды свидетельствует о том, что русла рек в это время были врезаны глубже современных. Этот вывод подтверждается целой серией дат в обеих изученных долинах. Дополнительное свидетельство этому предоставляют данные археологии.

При впадении в р. Сейм малого правого притока р. Рогозны располагается исследуемая уже более полувека позднепалеолитическая стоянка Авдеево [Гвоздовер, Григорьев, 1977; Величко и др., 1981; Булочникова, 2005]. Участок дна долины, где расположена стоянка, имеет высоту до 7 м над Сеймом и до 3 м над Рогозной и в настоящее время не затапливается. Культурный слой с признаками стационарного обитания людей располагается на глубине 1–1,5 м, т.е. на высоте 5,5–6 м над Сеймом – на уровне верхнего предела современных паводков. Серия из 27 14С дат по материалу культурного слоя (преимущественно костный уголь) позволяет заключить, что стоянка посещалась людьми в интервале 17–23 тыс. 14С л.н., т.е. на пике последнего криохрона, в том числе активно обживалась в период 20–22 тыс. 14С л.н. [Сулержицкий, 2004].

В работе [Сулержицкий, 2004] подробно обсуждается представительность полученной серии 14С дат, в том числе делается вывод о малой вероятности удревнения возраста стоянки за счет присутствия в датируемом материале ископаемых и перезахороненных костных остатков. С другой стороны, по существующим представлениям, максимуму позднего валдая в центре Русской рав-

нины соответствовал максимум аккумуляции в речных долинах – активное накопление аллювиальных толщ «первых» речных террас, имеющих высоту 10–12 м над уровнем рек. Именно такой геоморфологический признак используется, например, в практике геологического картирования при показе поздневалдайского аллювия. Налицо противоречие: уровень дневной поверхности, фиксируемый культурным слоем авдеевской стоянки, получается на 5–7 м ниже уровня аллювиальной аккумуляции того же времени.

Чтобы привести хронологию и геоморфологическое положение авдеевской стоянки во взаимное соответствие, необходимо предположить, что накопление аллювия «первой» террасы и последующее врезание реки произошли за некоторое время перед ПЛМ, и к моменту формирования стоянки река была уже достаточно глубоко врезана, так что паводки того времени не достигали высотных уровней современных паводков. Представленные данные по строению террас и возрасту слагающего их материала подтверждают это предположение. Строение 5–6-м ступени «промежуточной» террасы (разрез Мл-3) показывает, что во время ПЛМ река была врезана не менее чем на 3 м глубже современной, что и позволило обживать в это время относительно низкие гипсометрические уровни на авдеевской стоянке. Основная часть вреза произошла а интервале 30–50 тыс.л.н. Около 50 тыс.л.н. еще происходило накопление аллювия 12-м террасового уровня (возможно, уже в перстративной фазе). Ко времени не позднее 30 тыс.л.н. относится формирование аллювиального цоколя современной 6–7-м террасовой ступени (T0b).

Судя по высотному уровню и опубликованным данным геологического строения [Величко и др., 1981], метровое возвышение среди поймы р.Рогозны, на котором находится авдеевская стоянка (рис. 2), представляет собой ту же ступень T0b, и авдеевцы обживали ныне погребенную (представляющую террасовый цоколь) средневалдайскую аллювиальную поверхность. Во время ПЛМ, когда происходило максимальное обживание стоянки, в реке происходила направленная аккумуляция наносов (по-видимому, вследствие относительной маловодности при продолжающемся значительном поступлении твердого материала), накапливались избыточные мощности пойменного аллювия (надурезовая часть террасы T0a). Однако половодья были низкими и не достигали уровня средневалдайской террасы.

В конце пленигляциала и в позднеледниковье (18–13 тыс.кал.л.н.) последовала эпоха высоких половодий, которая ниже по течению Сейма фиксируется формированием крупных меандрирующих русел – макроизлучин [Панин и др., 2001]. В малютинско-авдеевском створе долины больших палеорусел этого времени не сохранилось: вероятно, русло было широкое, но прямолинейное, оно было наследовано и переработано рекой в голоцене. Хотя прямых датировок аллювия этого времени получено не было, можно предполагать, что половодья поднимались выше уровня средневалдайской террасы, и это могло послужить причиной прекращения стационарного заселения авдеевской стоянки (датированное по культурному слою прекращение активного использования стоянки в [Сулержицкий, 2004] совпадает или несколько предваряет начало периода мощных половодий, установленное методами палеорусового анализа [Панин, Сидорчук, 2006; Сидорчук и др., 2006]. Рост стока воды привел к очередному углублению реки, и к началу голоцена она подошла врезанной глубже современного уровня: об этом говорит опускание под урез реки слоя наложенных на средневалдайский цоколь пойменных суглинков в разрезе Мл-2.

Падение расходов воды с началом голоцена (или уже в позднем дриасе) привело к очередной перестройке продольного профиля рек: чтобы меньшими расходами воды транспортировать поступающие наносы, необходимы более высокие уклоны, которые достигаются в результате аккумуляции. Направленная аккумуляция привела к масштабным перестройкам как самого Сейма, так и его притоков (Рогозна) в середине голоцена. Поверхность поздневалдайской террасы (T0a) прорезается палеоруслом Сейма с разработанной вдоль него полосой поймы (рисунок). Выше по течению, в районе дер. Ванино и Липино по органике из заполнения этого палеорусла ранее были получены 14C даты **4060±120** (ГИН-12410) и **4100±190** (ГИН-12411) [Власов, Панин, 2003], т.е. палеорусло было заброшено около 4,5 тыс. кал. л.н. Причина – экстремальный паводок, в результате которого русло перестроилось на отрезках длиной в десятки километров [Власов, Панин, 2003]. По-видимому, именно тогда в районе дер. Малютино русло заняло современное положение у левого края дна долины (или вернулось в это положение, т.к., судя по разрезу Мл-2, река находилась здесь в начале голоцена). Рогозна в тот период следовала вдоль левого края своей долины, обходя авдеевскую стоянку восточнее и южнее, и впадала в Сейм чуть восточнее линии профиля. После перестройки Сейма она некоторое время использовала отрезок его брошенного русла, судя по его трансформации в малые меандры, соответствующие размерам Рогозны. Позднее (возможно, в период высоких паводков рубежа SB-SA) Рогозна перестроилась и заняла положение на 0,5 км

восточнее и по другую сторону от авдеевской стоянки (к северу и западу).

Описанная истории развития долины Сейма в самых общих чертах повторяется и на Хопре. В среднем валдае (30–40 тыс.л.н.) поверхность аллювиальной равнины располагалась в 7–8 м над современной рекой (разрезы Тк-1, Кл-1 – см. рис. 7) – несколько выше, чем на Сейме (5–6 м в разрезе Мл-2). Затем произошло врезание, и в период ПЛМ Хопер был врезан глубже современного уровня (на 1–2 м), свидетельством чего является датированный по 14С временем 23 тыс.кал.л.н. аллювий заиления большого палеорусла на глубине 2,5 м ниже современного уреза (скважина Тн-4), и датированная по ОСЛ 20–21 тыс.л.н. эоловая переработка песчаного аллювия в пойме или на отмели этого палеорусла на гипсометрически низких позициях – на уровне современного уреза (скважина Тн-3). В период ПЛМ Хопер, как и Сейм, по-видимому, отличался маловодностью, о чем говорит как широкое развитие эоловых процессов, так и постепенное заполнение большого палеорусла между с. Танцырей и Третьяки (рис. 6, 7).

Как и на Сейме, на Хопре проявляется этап последующего значительного роста расходов воды в период 13–18 тыс.кал.л.н. В начале этого периода река наследует большое меандрирующее палеорусло в правой части дна долины, созданное перед ПЛМ. Подмывается с восточной стороны массив 10-м террасы между с. Танцырей и Третьяки: временем около 17 тыс.кал.л.н. датировано основание толщи заиления большого палеорусла в скважине Тк-3. Около 14–15 тыс.л.н. в этом палеорусле формируются гривы, песчаное основание которых датировано по ОСЛ в скважинах Тн-2 и Тн-5 (рис.). Однако формирование грив происходит, по-видимому, уже на стадии заполнения палеорусла, в то время как главное русло реки переместилось в левую часть дна долины. Здесь в условиях сохранявшихся высоких расходов воды формировалось еще одно крупное палеорусло, отмершее около 11 тыс.л.н. по 14С, или 13 тыс. кал.л.н. (рис. 8в). Река к этому времени была врезана на 5–7 м глубже современной. В позднем дриасе и начале голоцена происходила аккумуляция наносов в русле, продольный профиль реки приспосабливался к снизившимся расходам воды.

В среднем течении Хопра М.Н. Грищенко [1976] ко второй половине раннего валдая относит «высокую ступень 2-й НПТ (павловской террасы)», выделяемую им на высоте 25–27 м. Низкую ступень той же НПТ («подклетненскую террасу») высотой 15–17 м он относит к среднему валдаю (основание террасовой толщи) – началу позднего валдая (верхняя часть аккумулятивной толщи). В нашем исследовании на Хопре, в отличие от Сейма, не удалось датировать ранневалдайский аллювий, хотя очевидно, что ранневалдайский период аккумуляции в речных долинах должен был проявляться и здесь. Можно сказать лишь, что уровень этой аккумуляции мог не превышать 18–20 м над современной рекой, поскольку на этой высоте уже существует более древняя терраса. Вследствие инверсии дат в разрезе Пс-2 точный возраст 20-м террасы Хопра остается неизвестным. Детальный анализ полученных ОСЛ дат позволяет судить о возрасте аллювия более определено.

Инверсию дат по аллювию 20-м террасы Хопра можно частично объяснить неодинаковыми условиями влажности: с глубиной влажность возрастала, а при расчетах возраста использовалось одинаковое значение – 75% от максимальной влагоемкости. Даже если предположить крайние варианты, что верхняя часть разреза всегда существовала при нулевой влажности, а нижняя – при стопроцентной, это позволит «омолодить» верхнюю дату лишь до 300 тыс.л. и «удревнить» нижнюю до 230 тыс.л. Однако две нижние даты находятся на близких глубинах, для которых естественно предполагать схожий водный режим, и полученную разницу в датах поправкой на коэффициент влажности не ликвидировать. Кроме того, механизм накопления аллювия русловых фаций дает основания опасаться неполного «обнуления» люминесцентного счетчика перед последней фазой захоронения таких осадков, что также может привести к непредсказуемому удревнению ОСЛ даты. Наконец, наиболее древние даты находятся на пределе возможностей метода. Учитывая все сказанное, мы опираемся на две нижние даты и считаем, что накопление аллювия террасы завершилось не позднее 200 тыс.л.н., вероятнее всего, в интервале 200–250 тыс.л.н. Терраса, таким образом, имеет домосковский – скорее всего, днепровский возраст (но криогенных деформаций в аллювии не обнаружено).

## Выводы

Валдайский этап развития речных долин проходил на фоне постоянного интенсивного поступления наносов с водосбора и больших изменений водности рек с амплитудами, превосходившими характерные для голоцена. Ранний валдай был временем относительно низкого стока и преимущественной аккумуляции в речных долинах. Многократный рост речного стока в отдельные эпохи среднего и позднего валдая обусловил врезание рек, обособление 10–16-метрового комплекса «первой» (преимущественно ранневалдайской) террасы и создание комплексов «промежуточной» (5–7 м) и пойменной (2–5 м) террас. Полученным

данным соответствует представление о двух эпохах высокого стока и врезания рек – между 25–50 тыс.л.н. (кал.) и в период 13–18 тыс.л.н. (кал.), разделенных эпохой пониженного стока и аккумуляции в речных долинах во время последнего ледникового максимума (ПЛМ) 20–23 тыс.кал.л.н.

Криоаридная климатическая обстановка времени ПЛМ обусловила широкое развитие эоловых процессов – перевевание накопленного в долинах аллювия, снижение одних и наращивание или даже погребение других участков ранне- и средневалдайских террас. В начале времени ПЛМ эоловые процессы широко сочетались с делювиальными (сезонная ритмика), к концу этого времени действовали единолично. Большой глубине эоловой переработки аллювиальных комплексов способствовал предшествовавший врез рек: дно речных долин во время ПЛМ было на первые метры ниже современного уровня, что сопровождалось соответствующим увеличением мощности зоны аэрации.

«Промежуточная» терраса, превышающая пойму на 1–3 м, и сама пойма являются гетерогенными и полихронными образованиями. В составе «промежуточной» террасы различаются следующие разновидности: (1) средневалдайские террасы, перекрытые голоценовым пойменным аллювием; (2) положительные элементы (пойменные массивы, прирусловые отмели) больших меандрирующих палеорусел, образованных в период мощного стока и врезания, предшествовавший ПЛМ; (3) уровень аллювиальной аккумуляции маловодного времени периода ПЛМ, и значительно переработанные эоловыми процессами во время и после ПЛМ. Наиболее низкие участки «промежуточных» террас периодически затапливались в голоцене и перекрыты наложенным голоценовым аллювием пойменных фаций.

Пойменная терраса современных долин представлена следующими генетическими разновидностями: (1) низкие элементы аллювиальных комплексов начала позднего валдая (перед ПЛМ) – сами большие палеорусла; (2) пояса меандрирования больших палеорусел конца плениглациала – позднеледниковья (13–18 тыс. кал.л.н.), включающие как сами палеорусла, так и аккумулятивные части их вееров блуждания (отмели, пойменные массивы); (3) голоценовая пойма, созданная горизонтальными деформациями реки современной или близкой к ней водности, в соответствии с классической схемой формирования поймы [Шанцер, 1951; Маккавеев, 1955].

**Благодарности.** Основная часть исследований проведена за счет финансовой поддержки РФФИ (проект 09-05-00340). Часть расходов на ОСЛ датирование была компенсирована университетом Орхуса (Дания). Авторы благодарны к.и.н. Г.Ю. Стародубцеву (Курский областной археологический музей) за определение образцов керамики.

## Литература

*Асеев А.А.* Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 201 с.

*Булочникова Е.В.* Стоянка Авдеево // Вопросы антропологии. Вып.92. 2005. С.240–253.

*Величко А.А.* Различия в составе аллювия низких надпойменных террас Русской равнины // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1963. №6. С.62–69.

*Величко А.А.* О возрасте морен Днепровского и Донского языков// Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С.7–19.

*Величко А.А., Гвоздовер М.Д., Григорьев Г.П., Губонина З.П., Ударцев В.П., Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В.* Авдеево // Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины: Путеводитель. М., Наука, 1981. С.48–56.

*Власов М.В., Панин А.В.* Следы экстремальных гидрологических событий и русловые деформации р.Сейма (на участке Курск-Курчатов) в голоцене // 18-е пленарное межвуз. коорд. совещ. по проблеме эроз., русловых и устьевых процессов. Курск, 28–30 октября 2003г. Доклады и сообщения. Курск, Курский ун-т, 2003, с.94–95.

*Гвоздовер М.Д., Григорьев Г.П.* Авдеевская палеолитическая стоянка в бассейне р.Сейм // Палеоэкология древнего человека. М., 1977. С.50–56.

*Горецкий Г.И.* Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., Наука, 1970.491 с.

*Гричук М.П., Постоленко Г.А.* Врез рек, накопление и фациальный состав аллювия в связи с ритмичными изменениями климата в позднем кайнозое // Изв. ВГО. 1982. Т. 114. Вып. 3. С. 215–220.

*Грищенко М.Н.* Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М., Наука, 1976. 227 с.

*Кайе А.* Морфоскопическое изучение некоторых песков и рыхлых песчаников на территории Советского Союза // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. Сб. 1. С. 20–28.

*Кригер Н.И., Копосов Е.В.* История долина бассейна реки Оки. Н.Новгород, НГАС, 1996. 339 с.

*Краснов И.И.* Геолого-геоморфологическое строеине долины Дона и размещение палеолитических памятников // Палеолит Костенковско-Борщевского рафона на Дону. 1879–1979. Л.: Наука, 1982. С. 37–41.

*Лаврушин Ю.А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Труды ГИН АН СССР. Вып.87. М.: изд-во АН СССР, 1963. 266 с.

*Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Бессуднов А.Н., Смольянинов Р.В.* Природные катастрофы в голоцене бассейна Верхнего Дона. М.: ГЕОС, 2009. 64 с.

*Макарова Н.В., Постоленко Г.А., Макаров В.И.* Аллювиальные комплексы речных террас как стратиграфические реперы четвертичной системы (о формационных критериях стратификации четвертичных отложений) // Материалы VI Всерос. совещ. по изуч. четв. периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 389–391.

*Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 346 с.

*Москвитин А.И.* Четвертичные отложения и история формирования долины р.Волги в ее среднем течении. Труды ГИН АН СССР. Вып.12. М.: изд-во АН СССР, 1958. 210 с.

*Обедиентова Г.В.* Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М., Наука, 1977. 239 с.

*Панин А.В., Сидорчук А.Ю.* Макроизлучины («большие меандры»): проблемы происхождения и интерпретации// Вестник МГУ. Сер. 5. Геогр. 2006. №6. С.14–22.

*Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шеремецкая Е.Д.* Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм // Геоморфология, 2001, №2, 19–34.

*Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В.* Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // Известия РАН. Сер.геогр. (в печати, 2012)

*Розенбаум Г.Э.* Современный аллювий равнинных рек Восточной субарктики (на примере рек Яны и Омолоя) / Проблемы криолитологии, вып. 3. М., 1973, с. 7–62.

*Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Условия формирования макроизлучин реки Хопер // Главнейшие итоги в изучении четв. периода и основные направления исследований в XXI веке. Тез. докл. Всерос. совещ. Спб, ВСЕГЕИ, 1998, с.134–135

*Сидорчук А. Ю., Панин А. В., Борисова О. К.* Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы 35 (2008), 4 (июль), 406–416.

Строение и история развития долины р.Протвы (под ред. Г.И.Рычагова, С.И.Антонова). М., МГУ, 1996.127 с.

*Сулержицкий Л.Д.* Время существования некоторых позднепалеолитических поселений по данным радиоуглеродного датирования костей мегафауны // Российская археология, 2004, №3, с.103–112.

*Сычева С.А.* Эволюция балочной системы в климатическом ритме «оледенения – межледниковье – оледенение» // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100–110.

*Сычева С.А.* Эволюция погребенных балочных ландшафтов лесостепи Русской равнины // Изв. АН. Сер. геогр. 2003. № 1. С. 1–11.

*Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии // М.: Наука, 1977. 198 с.

*Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В.* Речные излучины. М.: Географический факультет МГУ, 2004. 370 с.

*Шанцер Е.В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1951. Вып. 135. Геол. сер. (№ 55). М.: изд-во АН СССР. 274 с.

*Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Панин А.В.* Динамика послеледникового выравнивания рельефа междуречий в краевой зоне московского оледенения // Геоморфология. 2012. №1. С.92–106.

Badania cech teksturalnych osadów szwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku / Pod red. E. Mycielska-Dowgiałło i J. Rutkowskiego. Warszawa, 2007. 279 s.

*Borisova O., Sidorchuk A., Panin A.* Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // Catena. 2006. Vol.66. P.53–73.

*Chepalyga A.L.* Malyutino. Interglacial alluvium // Paleogeography and Paleohydrology of the Lowland River Basins (GLOCOPH-2000 guide-book for field excursion within Seim river basin. Russia, 24–26 August 2000). Moscow, Russia, Institute of Geography RAS, 2000. P.55–57.

*Forman S.I., Pierson J., Lepper K.* Luminescence geochronology // Quaternary Geochronology: Methods and Applications. Noller J.S., Sowers J.M., Lettis W.R. (eds). AGU Reference Shelf 4. 2000. P.157–176.

*Murray A.S., Olley J.M.* Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review // Geochronometria. 2002. Vol.21. P.1–16.

*Murray A.S., Wintle A.G.* Luminescence dating using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol // Radiation Measurements. 2000. Vol.32. P.57–73.

*Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B.* The degree of aeolization of Quaternary deposits in Poland as a tool for stratigraphic interpretation // Sed. Geol. 2004. Vol. 168. P. 149–163.

*Vandenberghe D.* Investigation of the optically stimulated luminescence dating method for application to young geological sediments. PhD Thesis. University of Gent, 2004. 298 p.

*Walker M.* Quaternary Dating Methods. Wiley, 2005. 286 p.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 71, 2011 г.

# ДРЕВНЕЙШАЯ В ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА БАЙРАКИ НА ДНЕСТРЕ: ВОЗРАСТ, ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ, АРХЕОЛОГИЯ

**А.Л. Чепалыга, Н.К. Анисюткин, Т.А. Садчикова**

## Введение

Проблема первоначального заселения древнейшими людьми территории Восточной Европы вновь стала чрезвычайно актуальной прежде всего благодаря новым находкам древнейших каменных орудий олдованского типа, сделанными на южной границе территории – в Дагестане и Тамани. Эти находки возрастом до 1,0–1,5 миллиона и более лет назад резонно ставят вопрос о времени заселения и освоения обширных территорий Русской равнины, расположенных к северу от Кавказа.

Современные источники указывают, что древнейшие люди не только существовали, но и широко освоили территорию Восточной Европы уже в ашельское время, явно древнее 350 000 лет назад. Об этом свидетельствует не только группа нестратифицированных и частично стратифицированных местонахождений с каменными изделиями раннепалеолитического облика, но пока единичные стратифицированные комплексы с немногочисленными, но выразительными каменными изделиями раннего палеолита, в их числе прежде всего Меджибож на Южном Буге [Пясецкий, 2001; Степанчук, 2006] и Хрящи на нижнем Дону [Праслов, 1968]. Данные объекты, в первую очередь Меджибож, вполне обоснованно датируются миндель-рисским или гольштейнским межледниковьем [Степанчук, Рековец, 2008]. Среди частично стратифицированных укажем на выразительные комплексы каменных орудий местонахождений Погребя и Большой Фонтан (Дубоссары 1), обнаруженные в окрестностях города Дубоссары на высоких VI и VII террасах реки Днестр еще в 1982 году. Важно, что здесь удалось выявить единичные кремневые изделия и обломки зуба трогонериевого слона в ископаемых почвах несомненно раннеплейстоценового возраста [Анисюткин, 1994; 2010]. К сожалению, эти материалы, включая отдельные стратифицированные находки, не давали возможности для установления более надежной хронологии для всех комплексов, относимых к особой «дубоссарской индустрии», вероятно соответствующей региональному ашелю. Необходимы были новые, бесспорно стратифицированные памятники, которые позволили бы определить хронологическое положение рассматриваемой группы индустрий раннего палеолита, расположенных на территории юго-западной части Русской равнины. К их числу относится новая раннепалеолитическая стоянка Байраки, которая открыта Н.К. Анисюткиным в 2010 году. Геологическое строение, возраст и палеосреда изучены А.Л Чепалыгой (Институт географии РАН), а археология – Н.К. Анисюткиным (Института истории материальной культуры РАН) во время совместных экспедиций 2010 и 2011 годов. Т.А. Садчиковой (Геологический институт РАН) выполнены литолого-минералогические исследования. Публикации новых материалов раскопок данной стоянки и посвящена эта статья.

## Геоморфология и стратиграфия террас Днестра

Стоянки Байраки (координаты: N 47° 16' 27" E 29° 11' 10"), расположенная в заброшенном гравийно-галечном карьере всего примерно в 1 км северо-западнее основного местонахождения Большой Фонтан (рис. 1), представляет особый интерес, давая бесспорные доказательства глубокой древности данных комплексов каменных орудий. Стратиграфически комплексы каменных орудий связаны с двумя уровнями высокой VII надпойменной террасы левобережного Днестра, из которых нижний является русловым аллювием, а верхний – красноцветной ископаемой почвой,

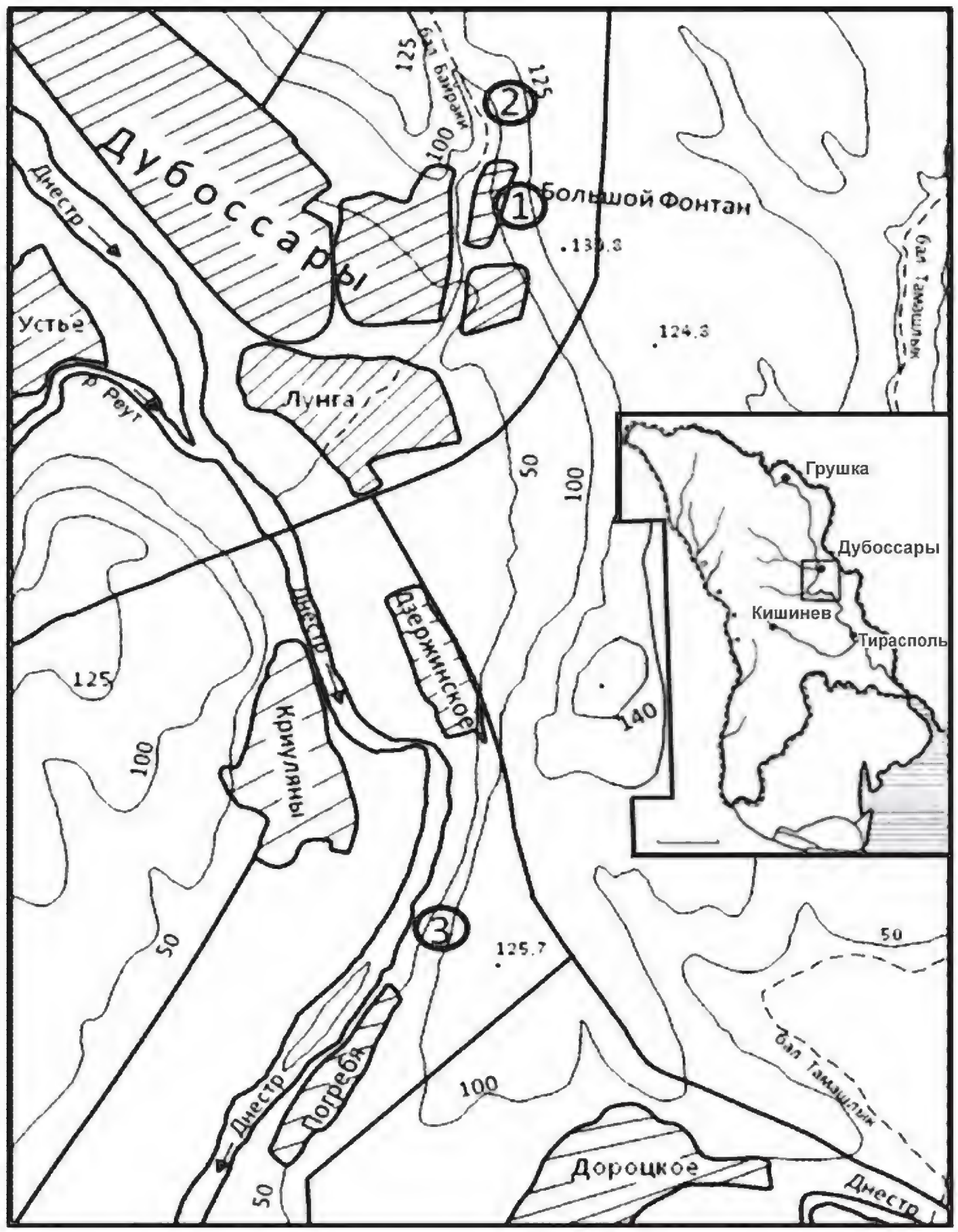



**Рис. 1**. Карта расположения ранне-палеолитических стоянок в районе г. Дубоссары
1 – Большой Фонтан; 2 – Байраки; 3 – Погребя

лежащей на нижней гидроморфной почве, представляющей кровлю пойменного аллювия данной террасы. Два сезона раскопок (2010–2011 г.) позволили получить небольшую, но весьма выразительную коллекцию каменных изделий, которая подразделена на два уровня. Верхний уровень представлен двумя горизонтами распространения находок: самый верхний связан с кровлей почвы, а нижний – с ее основанием. Нижний связан с русловым аллювием террасы.

Стратиграфия и хронология культурных слоёв раннего палеолита основывается на результатах детального изучения строения и морфологии террас Днестра. В долине Нижнего Днестра выявлена и подробно изучена уникальная система речных террас, самая полная в мире, за последние 4,5 миллиона лет. Общепринятая сейчас террасовая последовательность включает 11 подпойменных террас [Чепалыга, 1967]. В последние годы этот террасовый ряд дополнен несколькими самостоятельными террасами, которые коррелированны с глобальными и региональными событиями. В новой системе выявлено уже до 20 надпойменных террас Днестра [Чепалыга, 2005]., но не все новые террасы пока достаточно полно обоснованы.

В строении террас Днестра выявлены следующие закономерности. Во-первых выделяются две террасовых толщи: верхняя, покровная субаэрально-

го генезиса и нижняя, аллювиальная, субаквального генезиса. Верхняя покровная толща представлена делювиально-эоловыми отложениями с чётким чередованием лессов и лессовидных суглинков с горизонтами ископаемых почв разного типа, их насчитывается до 13 почв [Адаменко и др., 1996]. Лессовые горизонты соответствуют холодным ледниковым эпохам, а ископаемые почвы – тёплым межледниковьям. Количество лессовых и почвенных горизонтов определяется возрастом террасы: чем древнее терраса, тем больше ископаемых почв.

В-вторых, в строении аллювиальной толщи каждой террасы установлено чередование тёплого и холодного аллювия [Чепалыга 1962, 1967]. Нижний горизонт аллювия содержит обычно теплолюбивую фауну и флору и нормальный тип аллювия, близкий к современному и соответствует межледниковьям. Верхний горизонт аллювия по строению отличается преобладанием тонких осадков, характерных для субарктических ледниковых условий, половодно ледниковый аллювий содержит холодолюбивую фауну и соответствует началу оледенения, что подтверждается также наличием валунов речного ледового разноса.

Для аллювиальных и покровных отложений террас Днестра разработана детальная высокоразрешающая стратиграфия, основанная на цикличности осадконакопления, фауне млекопитающих и моллюсков, и абсолютного возраста термолюмисцентным и палеомагнитными методами [Антропоген и палеолит…, 1986; Чепалыга, 1967, 2005]. Все это облегчает определение возраста культурных слоёв.

В районе Дубоссары террасы изучены О.М. Адаменко [Адаменко и др., 1996]. На основе наших новых полевых исследований схема террас Днестра уточнена и дополнена. Здесь выделяется пять высоких террас, из них две эоплейстоценовых террасы: VIII, VII и низы VI, и три раннеплейстоценовых – VI высокая, VI низкая и V террасы (рис. 2). Рассмотрим кратко строение, стратиграфию, хронологию террас и положение в них стоянок раннего палеолита.

VIII хаджимусская терраса [Чепалыга 1967] – это самая древняя терраса с высотой поверхности около +150 +155 м и цоколя +125 м абс. Полный разрез её отложений, включая покровную толщу с 6–7 ископаемыми почвами детально изучен в разрезе Грушево западнее г. Криуляны [Адаменко и др., 1996]. Останец этой террасы с базальным аллювием среди поля VII террасы возвышается над с. Дзержинское в виде высоты +148 м абс. В стратотипе и других разрезах этой террасы встречается фауна одесского комплекса млекопитающих с *Archidiskodon meridionalis* Nesti. В разрезе Хаджимус А.К. Марковой изучена фауна мелких млекопитающих. Состав фауны в нижнем слое аллювия*: Hypolagus* sp., *Ellobius* ex gr. *kujalnikensis, Clethrionomys sokolovi, Borsodia petenyii, B. fejervaryi, Lagurodon arankae, Mimomys savini, M.* ex gr. *reidi – M. pusillus, M. pitymyoides, Allophaiomys pliocaenicus.* В верхнем слое аллювия, залегающем на 2 метра выше нижнего определены*: Mimomys pitymyoides, M.* ex gr. *reidi, Borsodia petenyii, Allophaiomys pliocaenicus deucalion.* Фауна может быть отнесена к наиболее поздним фазам одесского фаунистического комплекса. Ближайшие аналоги этой фауны известны ранее в районе Одессы (Одесский комплекс А.И. Шевченко).

VII кицканская терраса выделена в стрататипе у с. Кицканы [Чепалыга, 1967]. В её аллювии описана фауна млекопитающих таманского комплекса с таманским слоном Archidiscodon meridionalis tamanensis Dubrovo [Чепалыга, 1967, 1996]. Фауна мелких млекопитающих из аллювия VII террасы Днестра у с. Роксоланы представлена: *Ochotona* sp., *Clethrionomys* ex gr. *glareolus, Mimomys reidi – M. pusillus, Mimomys savini, Lagurodon arankae, Prolagurus pannonicus, Allophaiomys pliocaenicus.* Она отнесена к ногайскому комплексу мелких млекопитающих, который коррелируется с таманским комплексом крупных млекопитающих (с его ранней фазой (по А.К. Марковой).

В ряде разрезов этой террасы изучена фауна пресноводных моллюсков косницкого комплекса: *Pseudosturia caudata* (Bog.), *Crassiana crassiodes* Tshep., *Unio pseudochosaricus* Tshep. и др. [Чепалыга, 1967]. Аллювиальная толща характеризуется обратной намагниченностью эпохи Матуяма, а в верхней части аллювия в пойменной и старичной фациях обнаружен палеомагнитный эпизод Харамилло (0,98–1,07 млн лет) [Антропоген и палеолит…, 1996]. В аллювии и низах покровной толщи VII террасы обнаружены основные находки артефактов раннего палеолита стоянки Байраки.

Нижняя аллювиальная толща с олдовайскими орудиями не может быть моложе VII террасы, т.к. цоколь более молодой VI террасы (разрез Криуляны) залегает на 10–15 м ниже цоколя VII террасы, на уровне 82–85 м абс.

VI михайловская терраса выделена в стратотипе у с. Михайловка [Чепалыга, 1967], севернее Дубоссар. В фауне млекопитающих появляется типовой вид слонов тираспольского фаунистического комплекса – *Mammuthus trogontherii* Pohlig и михайловский комплекс пресноводных моллюсков с *Viviparus tiraspolitanus* (Pavl.), *Crassiana crassoides* Tshep., *C. crassa* (Phil.), *Pseudosturia* sp. и др. Внутри аллювия VI террасы установлена инверсия магнитного поля: нижний горизонт имеет обратную намагниченность (эпоха Матуяма), а

верхний – нормальную (эпоха Брюнес). Это позволяет определить возраст середины аллювиальной толщи в 780 тыс. лет.

В районе Дубоссар VI терраса представлена двумя террасовыми уровнями. Верхний уровень с цоколем +82 +85 м абс. в разрезе Криуляны сопоставляется со стратотипом в Михайловке. Нижний уровень VI террасы с цоколем +75 м и поверхностью +100 м, может быть выделен в дальнейшем в качестве самостоятельной погребенской террасы. К её аллювию и низам покровной толщи разреза Погреба приурочены находки ашельских орудий [Анисюткин, 1994].

V колкотовская терраса выделена Л.Ф. Лунгерсгаузеном (1938) по стратотипу «тираспольского гравия» в Колкотовой балке у с. Ближний Хутор. Богатая фауна млекопитающих с мировой известностью выделена как тираспольский фаунистический комплекс с *Mammuthus trogontherii* Pohlig. Фауна мелких млекопитающих основной толщи тираспольского разреза содержит: *Spalax* sp., *Spermophilus* sp., *Allactaga* sp., *Ellobius* sp., *Clethrionomys* cf.*glareolus, Prolagurus posterius, Lagurus* cf. *transiens, Eolagurus* cf. *Luteus, Mimomys intermedius, M. savini, M. majori, Pitymys arvaloides, Microtus arvalinus, M. nivaloides, M. ratticepoides* (по Л.П. Александровой). В верхней аллювиальной толще ею же выделена ниструская фауна с *Spermophilus* sp., *Allactaga* sp., *Ellobius* sp., *Lagurus* aff. *lagurus, Praedicrostonyx* sp., *Pitymys gregaloides.*

Богатая фауна пресноводных моллюсков содержит вымершие термофильные виды жемчужниц *Pseudunio moldavica* Tshep., *P. robusta* Tshep., *Potomida littoralis* Cuv., *Viviparus tiraspolitanus* Pavl. и выделена как колкотовский подкомплекс тираспольского комплекса [Чепалыга 1967, 1980].

Южнее Дубоссары V терраса обнажается в карьере у с. Дороцкое, где высота её поверхности +80 м, цоколь +55 м абс. Террасовый аллювий содержит фауну млекопитающих тираспольского комплекса, близкую к стратотипу (*Mammuthus trogontheri*) и моллюсков *Pseudunio moldavica*, *Potomida littoralis*, *Viviparus tiraspolitanus* и др.

Строение террас Днестра и их геоморфологическое и стратиграфическое положение представлено на рис. 2.

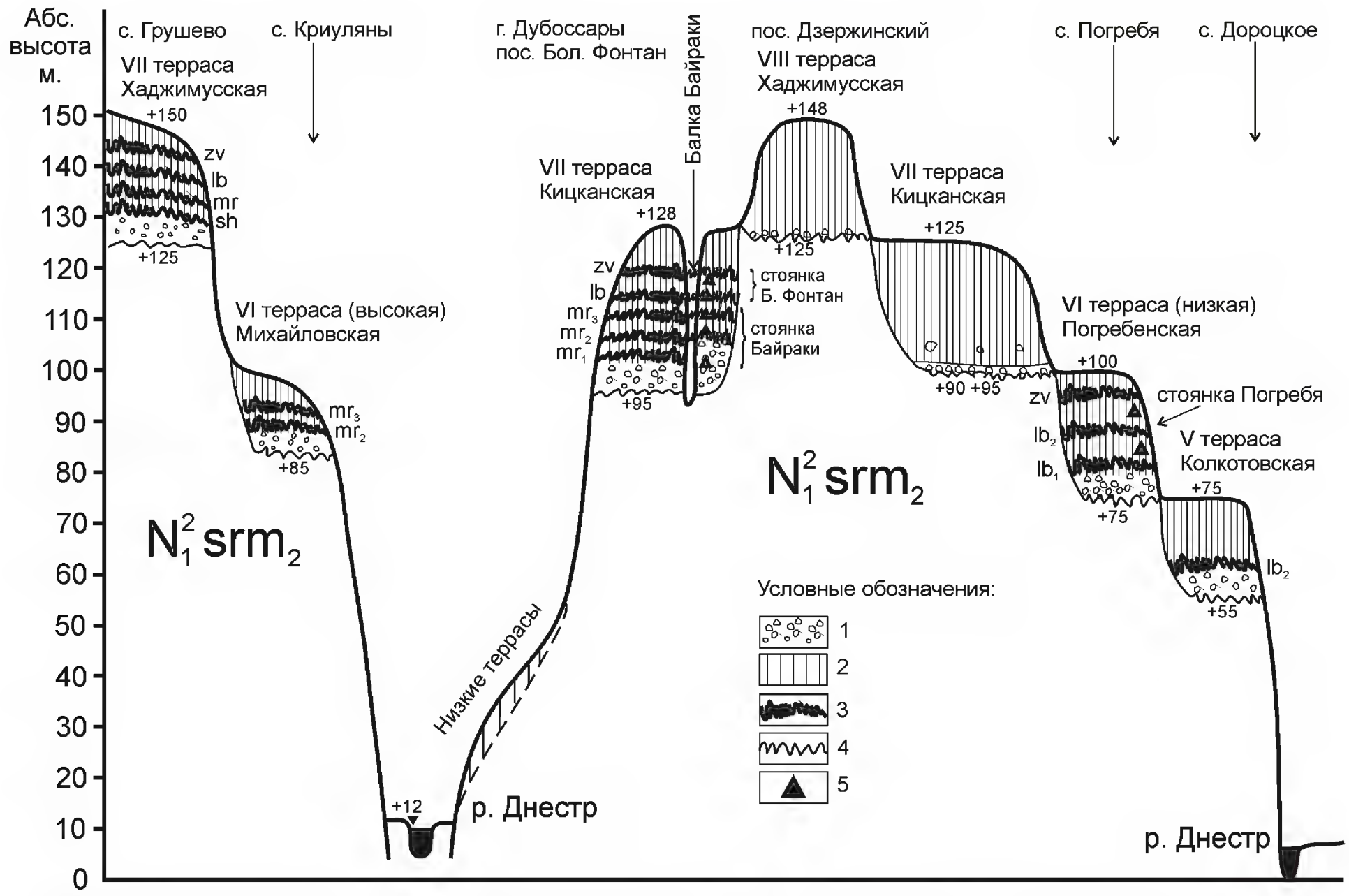



**Рис. 2**. Строение террас Днестра в районе Дубоссары. Террасовый профиль по линии Грушево – Криуляны – Дубоссары (Большой Фонтан) – Дзержинское (высота 148 м) – Погребя – Дороцкое

1 – террасовый аллювий; 2 – покровные отложения нерасчлененные; 3 — ископаемые почвы: sh – широкинская, mrt – мартоношские, lb – лубенские, zv – завадовская; 4 – цоколь террасового аллювия и его абсолютные отметки в м; 5 – находки каменных орудий

Стратиграфическое положение и возраст культурных слоёв стоянки Байраки представлены в таблице.

Балка Байраки, на левом борту которой расположена стоянка, врезана в VII террасу вплоть до цоколя террасовых отложений, представленных аллювиальной и покровной толщами, в цоколе выходят морские среднесарматские известняки. Т. к. стоянка расположена глубоко на 1,0–1,5 км и внутри массива VII террасы, то это исключает её отнесение к более низким VI и другим террасам не имеет оснований. Геоморфологическое положение стоянок Байраки и Большой Фонтан представлено на рис. 1.

При камеральном исследовании разреза Байраки были использованы следующие методы: литологические (гранулометрический анализ, изучение шлифов, определение карбонатности, изучение терригенных и аутигенных минералов и состава глин) – Т.А. Садчикова, палинологические – Г.Н. Шилова, палеомагнитные – В.М. Трубихин (в стадии завершения).

## Описание литологии и фаций разреза стоянки Байраки

Под насыпным грунтом, мощностью до 0,3 м, раскопками вскрыты 11 слоев (рис. 3).

1. Почва современная, чернозёмная, сильно гумусированная, супесчаная, тёмно-серого (до чёрного) цвета. 0,0–0,7 м.

2. Суглинок коричнево-бурый слабо гумусированный карбонатный с плотными карбонатными стяжениями и белёсыми выцветами извести – карбонатный горизонт современной почвы. 0,7–1,0 м.

3. Суглинок делювиальный лёгкий, жёлто-бурый до палевого, пылеватый, пористый, карбонатный, лессовидный, структурированный (вероятно, склоновый делювий), пронизан вертикальными ходами червей, внизу отмечены кротовины. 1,0–1,3 м.

4. Ископаемая почва слабо гумусированная, коричневая, глинистая, слабо дифференцированная, с постепенными переходами к подстилающему и перекрывающему слоям. Вероятно, почва перемещена по склону. Южнее и выше по склону она выражена отчетливее, более мощная и гумусированная, это лубенская почва украинской шкалы [Адаменко и др, 1996]. 1,3–1,9 м

5. Ископаемая почва красновато-коричневая, трансформированная и «обезглавленная», на склоне представлена алевроглиной песчанистой (песка > 12 %, алеврита – 12 %), плотной, известковистой ($CaCO_3$ – 12,5 вес. %), карбонат – в виде псевдомицелиев, конкреций, известковых корневидных футляров и реликтов известковых водорослей (рис. 4, а, б). Почва разбита отчетливыми трещинами, заполненными однородным красновато-коричневым осадком с более интенсивным красным оттенком, чем слой 6, вероятно проникшим из почвы более высоких горизонтов, впоследствии смытой склоновой эрозией. Трещины имеют ширину от 4–7 до 10–15 см; уходят вниз в слои 6, 7 на глубину до 1,0–1,3 м. Генезис трещин не ясен; предположительно – это трещины усыхания в условиях аридного климата или клинья глубокого сезонного промерзания. В верхней части слоя 5 выявлен основной

**Таблица.** Стратиграфическое положение и возраст ранне-палеолитических памятников в долине Днестра в районе Дубоссары (ИКС – изотопно-кислородные стадии)

| Стратиграфия | | Палеомагнитные события млн лет | | | ИКС $\Delta^{18}O$ стадии | Положение археологических памятников [Анисюткин, 2011] | | Террасы Днестра [Чепалыга, 2011] | Покровные отложения, ископаемые почвы [Адаменко и др., 1996] | Комплексы фауны млекопитающих |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Неоплейстоцен | нижний | Брюнес | | | 14 | | Погребя | V терраса колкотовская (разрез Дороцкое) | Лесс | Тираспольский |
| | | | | | 15 | | | | Лубенская-2 почва | |
| | | | | | 16 | | Большой фонтан | VI низкая терраса погребенская (разрез Погребя) | Лесс | |
| | | | | | 17 | | | | Лубенская-1 почва | |
| | | | | | 18 | | | VI высокая михайловская (разрез Криуляны) | Лесс | |
| Эоплейстоцен | верхний | Матуяма | Харамилло | 0,78 | 19 | РАННИЙ АШЕЛЬ | Байраки культ. слой верхний уровень | | Мартоношская-2 почва | |
| | | | | 0,99 | 20 | | Байраки нижний уровень | VII терраса кицканская (разрез Байраки) | Лесс | Таманский |
| | | | | 1,07 | 21 | ОЛДОВАН | Байраки аллювиаль ный комплекс | | Мартоношская-1 почва | |
| | средний | | | | 22 | | | VIII терраса хаджимусская (Грушево) | Лесс | Одесский |

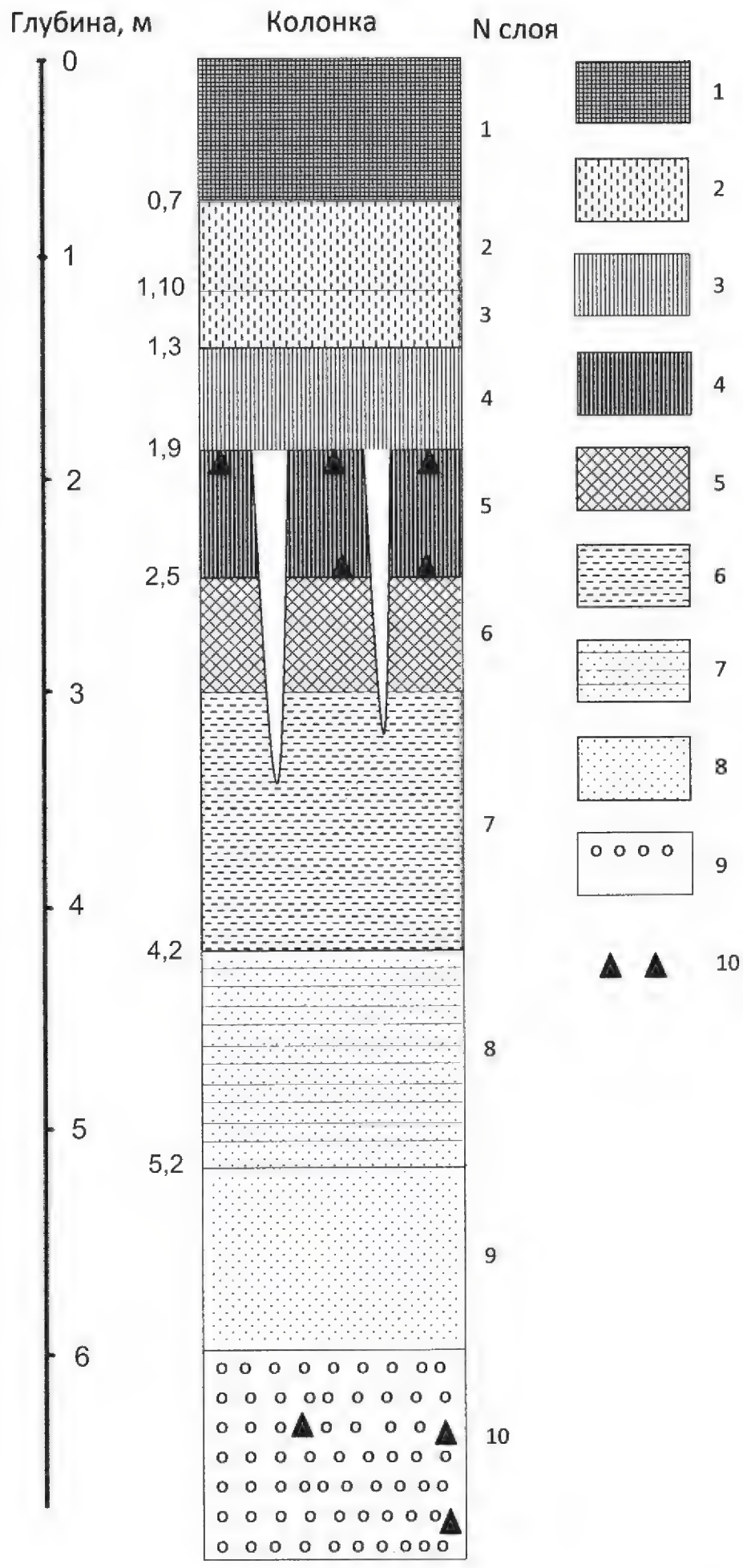



**Рис. 3**. Разрез отложений раннепалеолитической стоянки Байраки по СВ стенке раскопа

1 – современная почва; 2 – суглинки; 3 – гумусированная ископаемая почва; 4 – красно-бурая ископаемая почва; 5 – гидроморфная почва; 6 – алевриты глинистые; 7 – алевриты песчанистые и карбонатные; 8 – песок с галькой; 9 – галечники; 10 – уровни находок каменных орудий: слой 5 – ашельский культурный слой, верхний и нижний уровни; слой 10 – нижний аллювиальный уровень (олдован)

культурный слой, верхний уровень. В нижней части слоя 5 на контакте с глееземом слоя 6 обнаружены артефакты его нижнего уровня. Возможно – это мартоношская почва [Адаменко и др., 1996] 1,9–2,5 м.

6. Гидроморфная почва типа глеезёма представлена алевроглиной (песчано-алевритовая составляющая не более 12 %), буровато-зеленоватой до тёмно-серой окраски; карбонатность составляет до 15 % и обусловлена включениями реликтов известковых водорослей вида «золотистых» (эфемеры, свидетельствующие о периодическом обводнении) и кальцитовых трубчатых футляров корневых нитей (рис. 4, в). Разбита сквозными проникающими трещинами из слоя 5. Венчает аллювиальную толщу, является переработанной почвенными процессами пойменной фацией аллювия. Вблизи кровли и южнее по площади встречаются линзы тёмно-серых глин, представляющих гумусовый горизонт глеезёмной почвы, со следами вторичных преобразований, обнаруживаемых по разрушению нестойких темноцветных слюд (обесцвечивание, размытость контуров), возникновению участков колломорфной текстуры. 2,5–3,0 м

7. Пойменная фация аллювия: алеврит песчано-глинистый (мелкозернистого песка > 20, алеврита – 30, глины > 45 %) зеленовато-серый, микрослоистый, карбонатный (до 9 %). В эту толщу проникают трещины и вертикальные клинья из слоя 6, заполненные красновато-коричневыми суглинками слоя 5. Встречены известковые корневидные трубочки и фрагменты известковых водорослей, обломки створок раковин моллюсков (рис. 4, г). 3,0–4,2 м

8. Старичная фация аллювия: тонкий глинистый алеврит (алевритовой фракции > 36, глинистой > 63 %), с карбонатностью 10–14 %, горизонтально-слоистый, с чередованием карбонатных алевритовых прослоев с более глинистыми (возможно, связано с сезонностью осадконакопления: карбонатные – летние, глинистые – зимние слои) (рис. 4, д). Отмечены известковые полые корневые футляры и обрывки известковых водорослей. 4,2–5,2 м

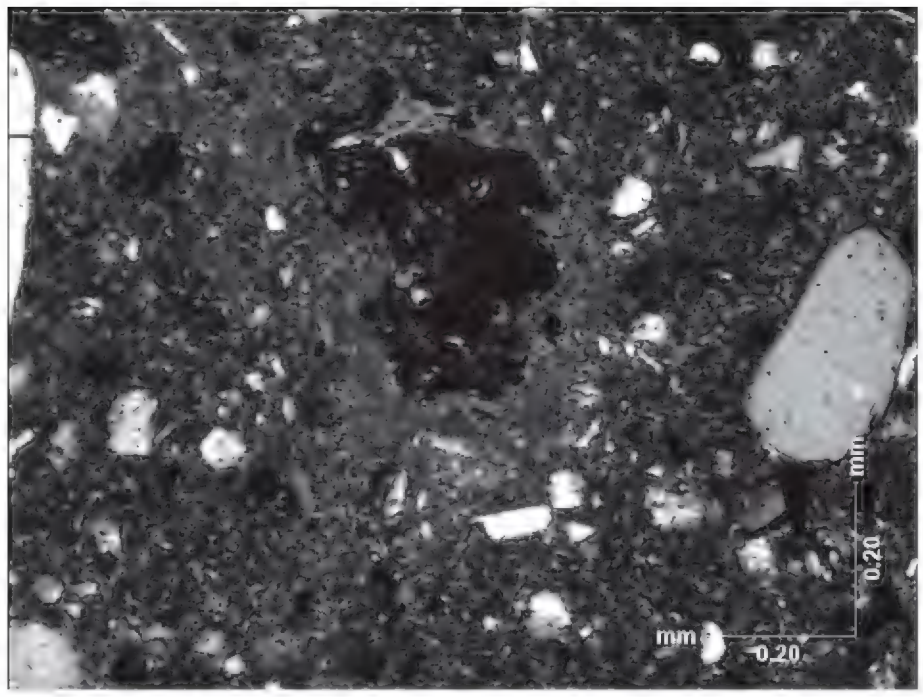
9. Прирусловая фация аллювия: пески разнозернистые, несортированные, хорошо промытые от алевритовых и глинистых частиц (грубый песок и гальки, размером до 0,5–0,7 мм, составляют > 17 %, мелко- и среднезернистый песок > 52, алеврит – до 3, глина – не более 11) (рис. 4, е); в составе галек кварц, черные кремни, известняки. Осадки иловатые (сохранились пыльца и споры). Встречены редкие раковины пресноводных моллюсков Lithoglyphus naticoides и переотложенных сарматских морских моллюсков. 5,2–5,6 м

10. Русловая фация аллювия: галечники грубые, несортированные с песчано-гравийным заполнителем. Галька крупная, до валунов, в составе преобладают раннемеловые кремни, сарматские известняки, девонские красные песчаники и косоуцкие серые песчаники. В карьере галечники сцементированы карбонатами в конгломераты. В них обнаружены древнейшие каменные орудия (нижний аллювиальный комплекс). Видимая мощность в карьере 5,6–6,0 м.

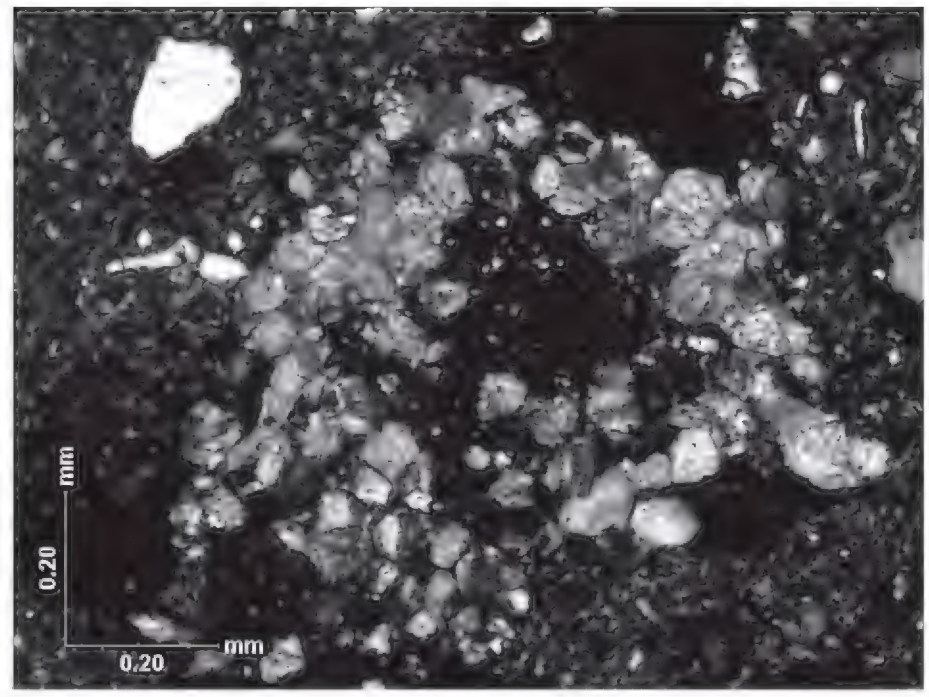
11. Цоколь террасовых отложений вскрывается ниже по течению ручья, представлен раковинно-детритными известняками среднего сармата с раковинами морских моллюсков Mactra fabreana, Cardium fittoni. Отметки цоколя + 95 м абс.

**Результаты спорово-пыльцевого анализа образцов из разреза Байраки.** Проанализировано 6 образцов.

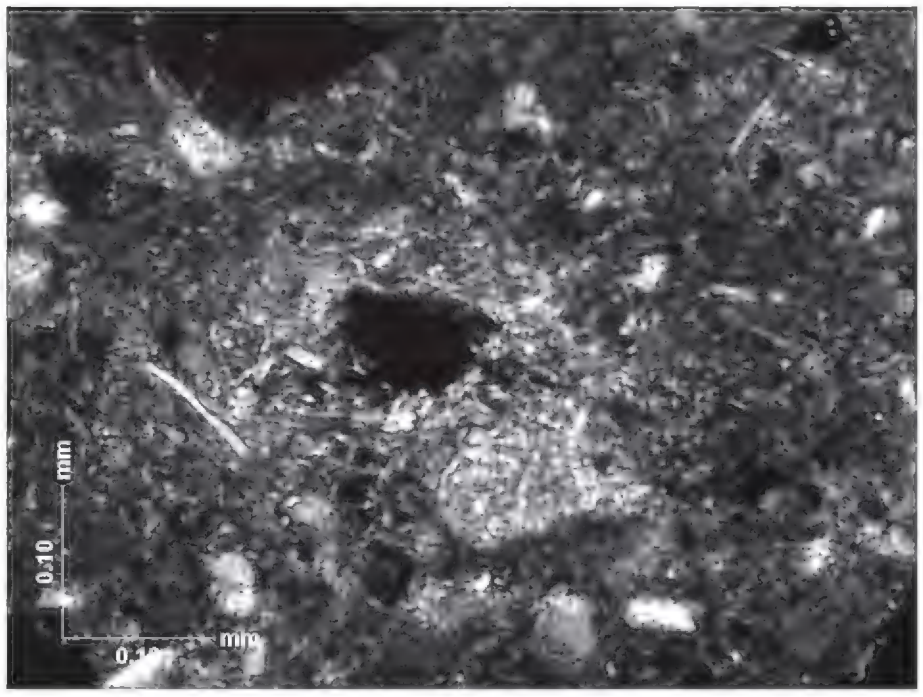
**Образец 1** взят на глубине 5,4 м из аллювиальных песков слоя 9. Группа пыльцы древесных и кустарниковых (48,8 %) разнообразна по составу. Больше всего пыльцы широколиственных пород – дуба (28,5 %), бука (21,4 %), граба (28, 5%), вяза (14,2 %), каркаса (7,1 %). Причём граб представлен двумя видами. *Carpinus betulus* (7,1 %), сейчас произрастает в Средней Европе; Украине, Молда-



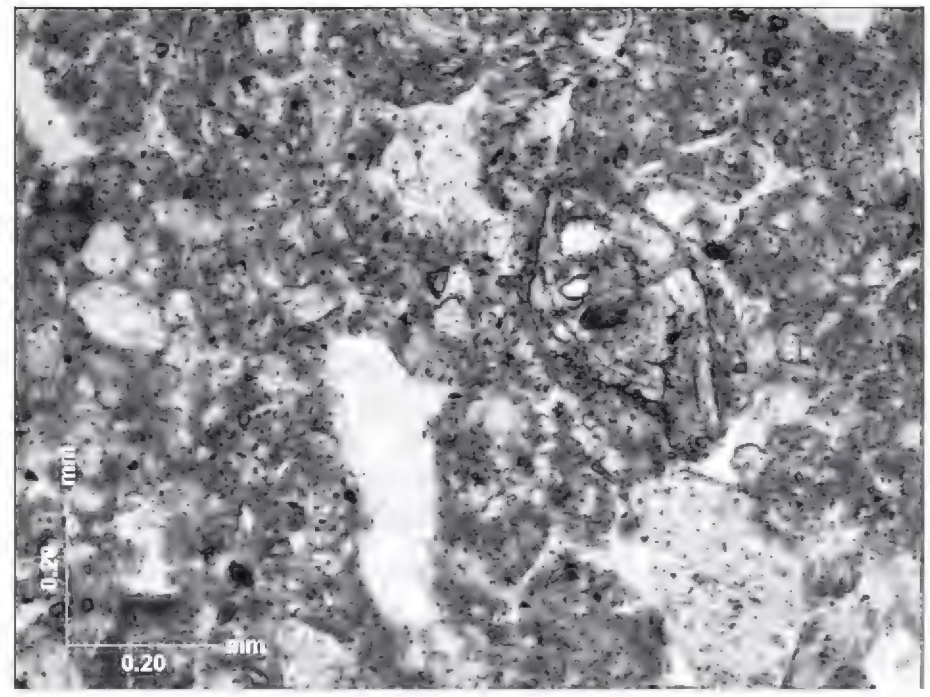

а



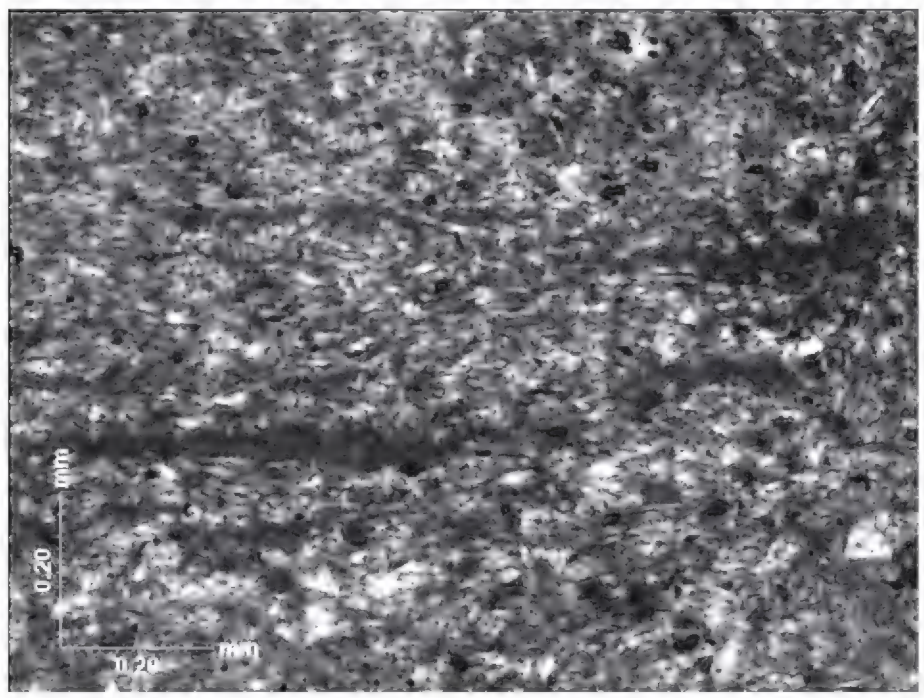

б



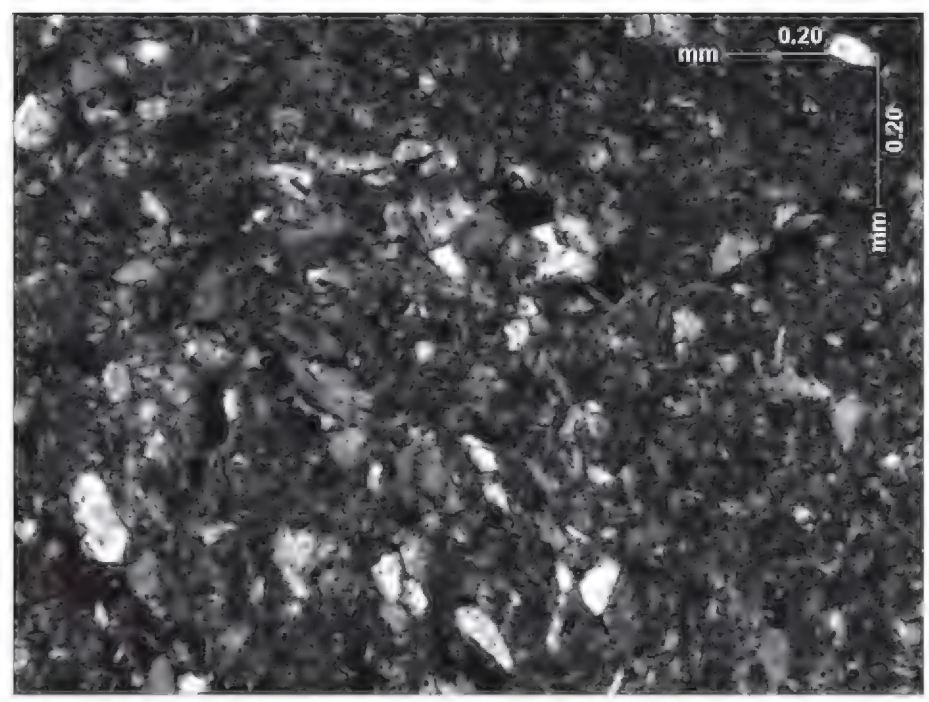

В




Г




Д




е

**Рис. 4**. Структуры, текстуры и вещественный состав пород в шлифах под микроскопом

*а* – поперечное сечение известкового корневидного футляра (слой 5); *б* – песчанистый алеврит, неслоистый, без видимой сортировки, в центре – скопление известковых водорослей вида «золотистых» (слой 5); *в* – песчано-глинистый алеврит, в центре – поперечный срез известкового корневого футляра (слой 7); *г* – песчанистый алеврит, неслоистый, с переотложенными ракушками (слой 6); *д* – глинистый алеврит с отчетливой горизонтальной слоистостью, участками смятой за счет оползаний (слой 8); *е* – глинистый алеврит с примесью песка, с обломками раковин моллюсков *Lithogliphus naticoides* (слой 9)

вии, и *Carpinus orientalis* (21,4 %), обитает в нижнем поясе гор по сухим каменистым склонам, на Кавказе, в Крыму, на Балканах. Мелколиственные породы представлены берёзой. Среди хвойных преобладают сосны (28 %), единичны ель и тсуга. В группе травянистых и кустарничковых (51,2 %) больше всего пыльцы сложноцветных (астровые, цикориевые), единична пыльца маревых.

**Образец 2** взят на глубине 4,8 м из глин старичной фации. Группа древесных и кустарниковых представлена единичной пыльцой хвойных – ели секции Eupicea и секции Omorica, сосны подрод *Haploxylon*, а также мелколиственных – берёзы и широколиственных – граба (*Carpinus betulus*) и дуба. Травянистые и кустарничковые представлены пыльцой астровых и полыни.

**Образец 3** взят на глубине 4,6 м из глин старичной фации слоя 8. Древесные и кустарниковые представлены единичной пыльцой мелколиственных – берёзы и широколиственных пород – бука и граба (*Carpinus orientalis*). Среди травянистых и кустарничковых присутствует пыльца астровых и маревых.

**Образец 4** взят на глубине 4,0 м из глин старичной фации. Группа пыльцы древесных и кустарниковых разнообразна по составу. По количеству больше всего пыльцы широколиственных пород – липы, граба (*Carpinus orientalis*), дуба, лещины, бука. Из хвойных присутствует пыльца сосны (*Pinus* п/р *Diploxylon*, подрод *Haploxylon*) и ели (*Picea* sectia Eupicea *P.* sectia Omorica) плохой сохранности, возможно, частично переотложенная. Лиственные породы представлены пыльцой берёзы и ольхи. Среди травянистых и кустарничковых единична пыльца астровых.

**Образец 5** взят на глубине 2,5 м из пойменной фации аллювия. Преобладает пыльца травянистых и кустарничковых, представленная пыльцой астровых и цикориевых. В группе пыльцы древесных и кустарничковых единична пыльца широколиственных пород – дуба и ореха, а также хвойных пород – сосны (*Pinus* подрод *Haploxylon*) и ели, возможно, частично переотложенная.

Присутствует пыльца *Ginkgo*, *Cedrus*, *Podozamites*, *Paleopicea*, переотложенная, вероятно, из нижнемеловых отложений.

**Образец 6** взят на глубине 1,2 м из ископаемой почвы. Значительно преобладают пыльца травянистых и кустарничковых, представленная астровыми, цикориевыми, маревыми, ворсянковыми, зонтичными, злаковыми. Единична пыльца широколиственных пород – граба, хмелеграба.

Спорово-пыльцевые комплексы образцов 1, 2, 3, 4 (из песков и глин) с разнообразными широколиственными и хвойными породами близки к «лесным» комплексам, выделенным из серых глин в Черкасской области Украины, датированных верхним плиоценом и к «мезофитным» спорово-пыльцевым комплексам Восточного Закавказья, которые характеризуют отложения апшерона. Климатические условия были мягче современных.

Спорово-пыльцевые комплексы образцов 5, 6 (из пойменной фации и ископаемой почвы), отражают широкое развитие луговых степей и по климатическим условиям приближаются к современным луговым степям.

## Возраст археологических находок

По совокупности данных отложения с раннепалеолитическими орудиями в стоянке Байраки относятся к VII кицканской террасе Днестра. Эоплейстоценовый возраст её аллювия определяется геоморфологическим положением между более древней VII хаджимусской (средний эоплейстоцен) и VI михайловской (ранний неоплейстоцен) террасами. Это подтверждается фауной млекопитающих и моллюсков, представленной соответственно таманским и косницким комплексами, ближайшее местонахождение которых описано в аллювии VII террасы в Калиновке, в 4 км СВ стоянки Байраки [Чепалыга, 1967, 1982]. Более древняя VII терраса содержит фауну одесского (псекупского) комплекса (средний эоплейстоцен), а более молодая VI терраса – тираспольский комплекс млекопитающих и моллюсков (ранний неоплейстоцен, кромер). Это определяет возраст аллювия VII террасы как поздний эоплейстоцен.

Палеомагнитные и радиотермолюминисцентные (РТЛ) исследования позволяют уточнить возраст VII террасы и культурных слоёв. Ранее было установлено положение её аллювия в эпохе обратной намагниченности Матуяма [Певзнер, Чепалыга 1971], а также положение инверсии Матуяма–Брюнес (0,78 млн лет) внутри аллювия более молодой VI михайловской террасы.

Более детальные палеомагнитные исследования террас нижнего Днестра [Трубихин, Чепалыга, 1982; Dodonov et al., 2002] позволили установить в двух разрезах VII террасы (Кицканы, Роксоланы) палеомагнитный эпизод Харамилло (0,98–1,07 млн лет) в верхах террасового аллювия (пойменная фация), аналогичного слоям 7 и 8 разреза Байраки. Эти даты близки к РТЛ датировкам, полученным из верхов аллювия разреза Кицканы сразу над эпизодом Харамилло: 940 ± 200 и 1100 ± 250 тыс. лет [Куликов, Чепалыга, 1985; Антропоген…, 1986].

Тогда возраст верхнего ашельского культурного слоя, залегающего в ископаемой почве над пойменным аллювием (слой 4) с эпизодом Ха-

рамилло, определяется как моложе одного миллиона лет (0,6–0,8 млн лет). А возраст нижнего горизонта находок с олдовайскими элементами, залегающего в аллювиальных галечниках слоя 10, гораздо ниже пойменных отложений с эпизодом Харамилло – более 1,1 млн лет и древнее, возможно, в пределах 1,2–1,5 млн лет. Эти датировки совпадают с возрастом раннего палеолита стоянок Богатыри и Родники на Тамани, где они залегают в костеносном горизонте стратотипа таманского фаунистического комплекса [Щелинский, Кулаков, 2009].

## Археология. Описание каменных изделий

Коллекции каменных изделий, изготовленных из местного кремня и косоуцкого песчаника, немногочисленны. Они с учетом стратиграфии подразделены на два комплекса – нижний и верхний. Начнем описание с коллекции самого древнего комплекса.

### *Нижний (аллювиальный) комплекс*

Каменные изделия происходят из галечниковой толщи, соответствующей русловому аллювию данной террасы. Значительная часть галечника сохранилась от уничтожения в карьере лишь благодаря карбонатному цементу, превратившему их в конгломераты. Каменные изделия раннего палеолита извлечены непосредственно из скоплений галечника, включая конгломераты, сохранившегося на относительно небольшой площади карьера. Несколько артефактов встречены в шурфе, который был специально заложен для выявления особенностей строения руслового аллювия. Частичное вскрытие толщи галечника на глубину до 1,5 м показало наличие в нем слоистости, а также увеличение окатанности и размера галек к цоколю террасы. Единичные артефакты обнаружены почти во всей вскрытой толще, без какой-либо заметной их концентрации на определенных уровнях. Из них наиболее окатанные приурочены к нижней части отложений.

Как из рыхлого галечника, так и из конгломерата извлечено 5 галечных изделий, изготовленных из уплощенных галек прочного песчаника, а также более двух десятков кремневых предметов, в их числе 1 двусторонний чоппер, 3 нуклеуса, 2 скребковидных орудия, сопоставимых с орудиями рабо верхнего палеолита, 2 массивных острия, 1 проколка, 4 скребла, включая 2 крупнозубчатых, 2 клювовидных изделия, сопоставимых с bill-hook английских исследователей, 14 отщепов и 2 чешуйки. Изделия не покрыты патиной и сильно окатаны. В этом плане важно отметить, что все выявленные артефакты не были связаны с подлинным культурным слоем, а обнаружены в галечнике в явно перемещенном и частично переотложенном положении.

Используемое для изготовления орудий кремневое сырье было представлено окатанными обломками кремня мелких размеров. Как показали наши эксперименты, при регулярном раскалывании удавалось получить преимущественно только единичные мелкие отщепы. В остальных случаях кремень распадался на остроугольные осколки. В этом плане показательно, что каменные индустрии местонахождений Погребя и Большой Фонтан содержат значительно более высокий процент орудий из отщепов.

Показательно, что все галечные изделия, в их числе 3 односторонних чоппера, имеют значительно более крупные размеры, чем кремневые, которые были весьма мелкими. Данное сочетание, называемое рядом исследователей Западной Европы дихотомией, типично для значительной части комплексов Евразии. Показательно, что подобная дихотомия практически не прослеживается уже в развитом европейском ашеле.

**Галечные орудия.** В группе орудий из галек выделяется серия чопперов, среди которых наиболее выразительными можно считать два, изготовленных из галек косоуцкого песчаника, отличающегося исключительной прочностью. Для скалывания с поверхности этих галек сколь-нибудь существенного отщепа требуется, как показали опыты, значительное усилие и соответствующий отбойник.

Один из чопперов, найденный в 2010 году непосредственно под глыбой конгломерата, является не только более совершенным, но и имеет ключевое значение для привязки всех рассматриваемых галечных форм именно к аллювию данной террасы. На нижней стороне чоппера сохранен участок припаянного конгломерата, представленного песчано-гравийным заполнителем и карбонатным цементом. Данное массивное и крупное орудие (115 × 113 × 60 мм) имеет отчетливые следы бокового снятия, которое позволило уменьшить размеры заготовки, придав ей четырехугольную форму. Для этого потребовался чрезвычайно сильный удар тяжелым и твердым отбойником, нанесенный по галечной поверхности, на которой прослеживается заметная вмятина. Поверхность раскалывания четко выражена. Поперечный рабочий край изделия имеет вогнутую форму, которая образована тремя последовательными крупными сколами. На кромке лезвия дополнительно читаются более мелкие и плоские фасетки дальнейшей ретуши. Левый угол орудия, выделенный выемкой и естественной поверхностью гальки, представляет

из себя своего рода заостренный «носик», усеченный сколом и мелкими фасетками ретуши. В целом, данный предмет можно описать как типичный односторонний чоппер с выемчатым рабочим краем и с дополнительной отделкой заостренного выступа (рис. 5: 5).

Второй чоппер, найденный в 2011 году в скоплении галечника, также изготовлен из косоуцкого песчаника. Он сделан на обломке уплощенной гальки, напоминающей сильно окатанный отщеп относительно крупных размеров (112 × 88 × 28 мм). Отчетливая обработка ретушью прослеживается по двум сходящимся краям, из которых один оббит серией распространенных и уплощенных снятий, второй – краевой полукрутой ретушью следующей только вдоль края. Возможно ранее это был заостренный чоппер. Точка в месте схождения этих двух рабочих элементов имеет следы отчетливой забитости. На противоположной стороне четко представлены распространенные и уплощенные, частично двусторонние снятия, получаемые при помощи контрударной ретуши, возникшей, вероятно, в результате интенсивных ударов по противолежащему забитому концу, напоминая формально технику изготовления pieces ecaillees. Возможно это сложно организованное орудие частично использовалось для разбивания крупных костей (рис. 5: 4).

Третий чоппер (112 × 95 × 26 мм), изготовленный на уплощенной гальке косоуцкого песчаника, имеет хорошо выделенный ретушью выемчатый рабочий край. Выемка и примыкающий к ней слева намеренный (?) облом образуют заостренный конец, который, к сожалению, имеет свежее повреждение, а поэтому неопределим.

Остальные галечные изделия представлены менее выразительными предметами, которые не могут быть отнесены к подлинным чопперам, включая гальку (рис. 5: 2) с одной отчетливой (клектонской) выемкой (80 × 61 × 24 мм), а также крупное орудие (155 × 105 × 40 мм) с несколькими соприкасающимися разновеликими выемками, следующими вдоль левого края и формирующих зубчатое лезвие, а также отвесной ретушью вдоль значительной части правого края. Фасетки ретуши, по причине их значительной заглаженности, не всегда читаются четко. Тем не менее, определенная последовательность нанесения сколов очевидна. На противоположной, вентральной стороне орудия, в трех или четырех случаях, прослеживаются выщерблины, приуроченные к вершинам выступов, образованных выемками, которые можно воспринимать как следы активной утилизации. Обработанные подобным образом сходящиеся ретушированные края образуют острие, позволяя видеть здесь выразительное комбинированное орудие.

В группу галечных орудий можно включить небольшой предмет из окатанного обломка серого кремня (54 × 45 × 33 мм), извлеченный непосредственно из конгломерата в 2011 году, рабочий край которого оббит с двух сторон. Показательно, что аналогичные формы известны в коллекциях Большого Фонтана и Погребя [Анисюткин, 2010].

**Кремневые изделия** представлены 27 окатанными предметами. Степень их окатанности разная: она варьирует от умеренной до сильной. Как удалось установить при раскопках, степень заглаженности поверхностей наименее выражена в кровле аллювия, возрастая в нижней части. Артефакты изготовлены из кремня черного, серого и желто-серого цветов, представленного окатанными обломками небольших размеров.

Наиболее важное в данном случае значение имеют отщепы, которых вместе с ретушированными найдено 14. К ним можно отнести и 2 чешуйки, которые по существу являются теми же отщепами, но очень мелкими – как правило менее 10 мм.

Так самый крупный отщеп немного превышает 40 мм (рис. 8: 3). Размеры остальных варьируют от 28 до 15 мм. Среди них имеются 2 ретушированных (рис. 6: 6) и 3 от оббивки, представляющих из себя сколы с так называемым неконическим началом (рис. 6: 3, 4). Обращает на себя полное отсутствие стандартных форм. Среди ударных площадок преобладают гладкие, в большинстве случаев естественные (сохраняющие галечную поверхность), фасетированных не обнаружено, и лишь в одном случае речь может идти о двугранной площадке, хотя удар, в результате которого был сколот данный отщеп, был нанесен по естественной (желвачной) поверхности кремня (рис. 6: 5). Встречены точечные площадки. Отщепов со скошенными ударными площадками, которые принято называть «клектонскими» нет. Показательно преобладание среди отщепов предметов со значительным корочным покрытием спинок (рис. 6: 2). Это можно объяснить использованием очень мелкого сырья, обладающего к тому же очень низким качеством.

Нуклеусы, если в их число включать одно из отвала, представлены тремя кремневыми образцами. Два небольших предмета имеют негативы единичных сколов, указывающих лишь на то, что отщепы были сколоты с практически прямых площадок. Нуклеус из отвала, который вероятно происходит (учитывая наличие известковистого натека) из кровли галечника, может быть отнесен к многогранным или кубическим (многоплощадочным). Он (рис. 6: 8), изготовленный из желвачного кремня серого цвета, имеет относительно крупные размеры (85 × 75 × 50 мм). Окатанная и

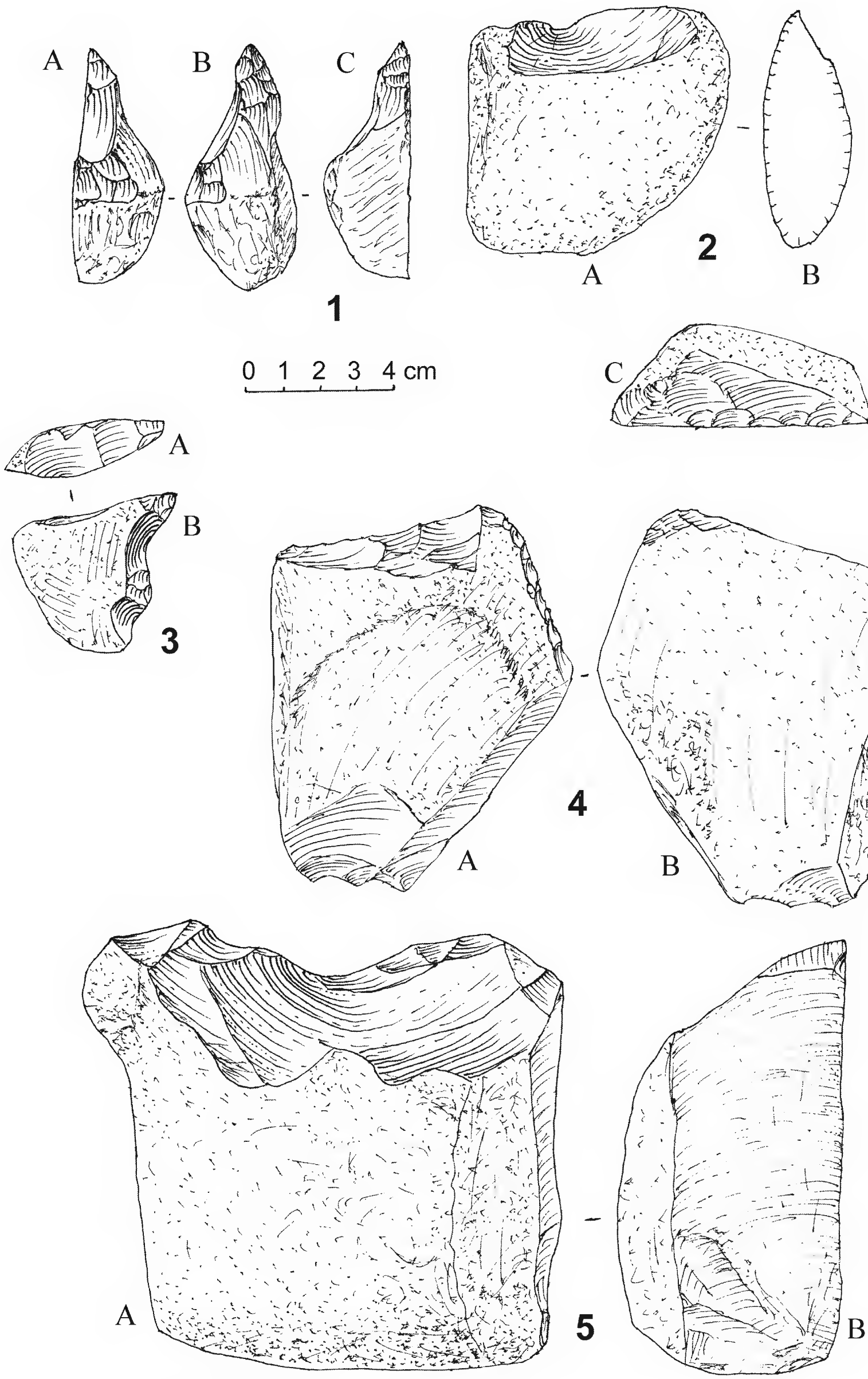



**Рис. 5**. Байраки. Каменные изделия аллювиального комплекса

1 – массивное кремневое острие (А – левый край, В – дорсальная сторона, С – правый край); 2 – галечное орудие с выемкой из косоуцкого песчаника (А – дорсальная сторона, В – продольное сечение); 3 – кремневый клювовидный резак (А – дорсальная сторона, В – верхний край); 4 – чоппер двойной из косоуцкого песчаника (А – дорсальная сторона, В – вентральная сторона, С – верхний рабочий край); 5 – чоппер с выемчатым рабочим краем, изготовленный из косоуцкого песчаника (А – дорсальная сторона, В – левый край)

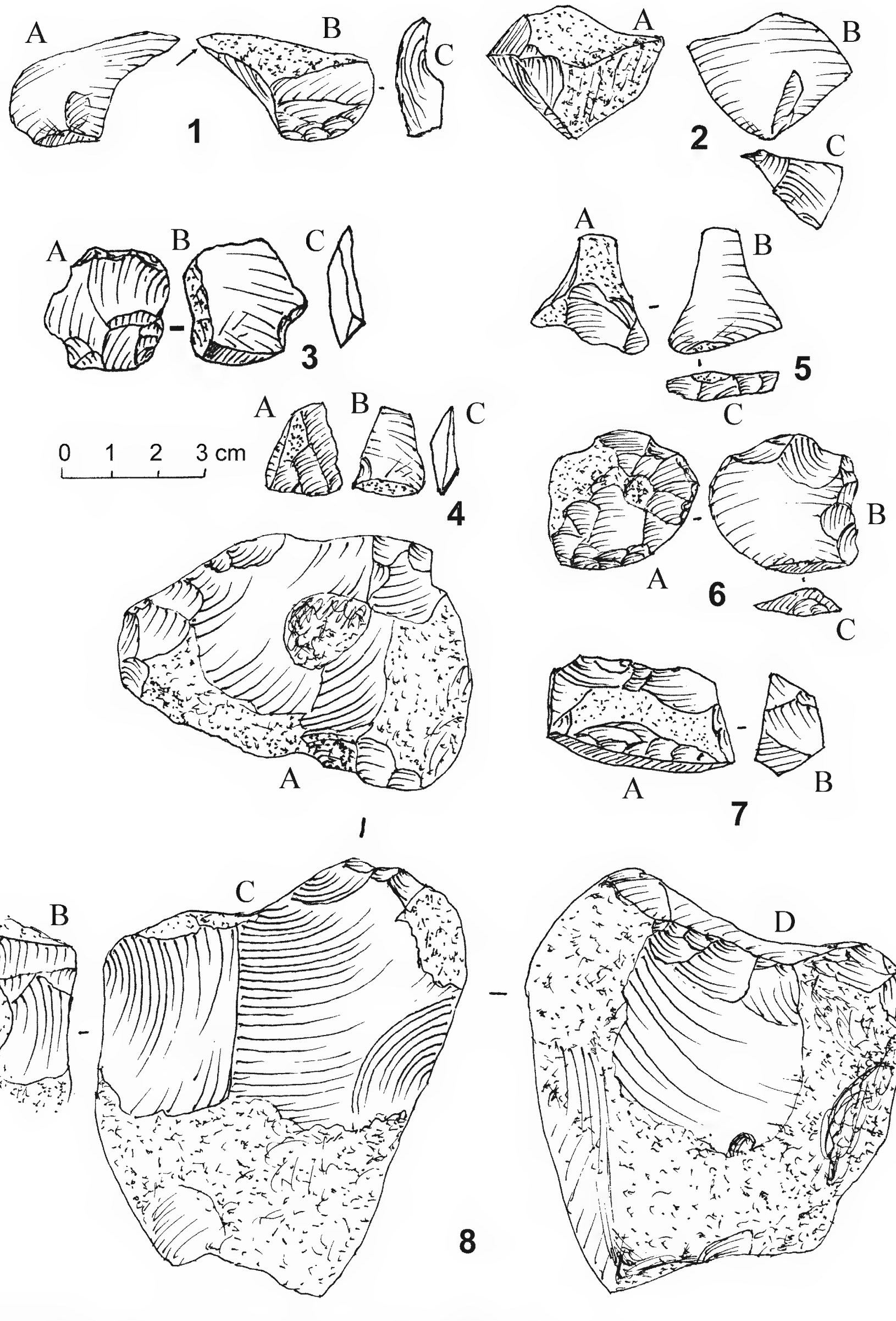



**Рис. 6**. Байраки. Кремневые изделия аллювиального комплекса

1, 2, 5, 6 – отщепы:1 (A – вентральная сторона, B – дорсальная сторона, C – левая грань); 2 (A – дорсальная сторона, B – вентральная сторона, C – площадка и приплощадочная часть), 5 (A – дорсальная сторона, B – вентральная сторона, C – площадка и приплощадочная часть); 6 (A – дорсальная сторона, B – вентральная сторона с ретушью, C – площадка); 3, 4 – отщепы оббивки (A – дорсальная сторона, B – вентральная сторона, C – продольное сечение); 4 (A – дорсальная сторона, B – вентральная сторона, C – сечение); 7 – скребло прямоугольной формы (A – дорсальная сторона, B – левая сторона); 8 – нуклеус (A – вентральная сторона, B – поперечная сторона, C – приплощадочная часть, D – вентральная сторона)

слабо патинированная поверхность ядрища имеет на половине плоскостей характерную окраску «табачного» цвета, которая, кстати, появилась спустя около месяца после его извлечения из слоя галечника, вторая половина окрашена менее интенсивно. Прослеживается около пяти рельефных снятий, самый крупный из которых не превысил 50 мм. Ударные площадки гладкие – естественные или образованы негативами предшествующих сколов, как правило, близки прямым. В целом можно твердо заключить, что отщепы скалывались с гладких или естественных (нередко представленных негативом предшествующего снятия) площадок неподготовленных нуклеусов.

Анализ имеющихся в коллекции отщепов и нуклеусов позволяет заключить, что расщепление, которое можно описать как ортогональное (прямоугольное), производилось без предварительной ориентации с прямых или очень слабо скошенных ударных площадок. Этот способ расщепления Франсуа Борд отличал от клектонского, указывая на то, что имеющиеся в данном случае нуклеусы будут часто кубическими или полиэдрическими [Bordes, 1961], что и наблюдается в описываемой нами индустрии аллювиального комплекса.

**Орудия из кремня.** В коллекции имеется несколько кремневых изделий, которые можно описать как орудия. Подавляющее большинство из них изготовлены на обломках и осколках, что лишь частично можно объяснить особенностями сырья: данное явление весьма характерно именно для раннего палеолита Евразии.

Наиболее выразительное орудие изготовлено на небольшом обломке серого кремня (37 × 23 × 15 мм), который в то время видимо был окатанным обломкам трапециевидных очертаний (рис. 6: 7). Один из концов изделия усечен двумя отчетливыми сколами, придающим орудию нужную форму. Полукрутой рабочий край выделен двумя тремя отчетливыми фасетками уплощенной ретуши (двумя крупными и одной мелкой) с мельчайшей подправкой кромки лезвия. Данная форма может быть описана как прямолезвийное скребло. Аналогичные формы распространены в раннем палеолите, но исчерпывающее описание приведено в работе В.П. Любина, посвященной стоянке раннего палеолита Кударо 1, который назвал эту форму «однолезвийные скребла геометризованных (подпрямоугольных или трапециевидных) очертаний» [Любин, Беляева, 2004].

Интересны два клювовидных орудия, которые под названием bill-hook характерны для клектона Англии [Collins, 1968; Bordes, 1984; Gamble, 1986]. Речь идет об орудии, рабочий элемент которого выделен в виде режущей кромки на углу заготовки пересечением клектонской выемки и поперечно усеченного конца. В отечественной научной литературе это орудие было названо, используя функциональное определение, «клювовидный резак» [Анисюткин, 1973]. Основные признаки выделения: выемка, приуроченная к концу усеченной заготовки, обушок – поперечный конец, короткое острие клювовидной формы. Нередко на вентральной стороне острия-клюва имеются фасетки или микрорезцовые сколы. Обушок бывает либо обработан отвесной и крутой ретушью, либо представляет намеренный облом, либо бывает естественным.

Одно из таких орудий, происходящее из кровли руслового аллювия, изготовлено из кремня черного цвета. Изделие заполировано, но относительно слабо окатано. В качестве заготовки использован несостоявшийся по причине дефекта материала (глубокая каверна) мелкий одноплощадочный нуклеус. Выраженный на противоположной стороне, являвшейся также одной из рабочих сторон ядрища, скол (естественный? или намеренный) создал острый край, в нижней части которого была нанесена клектонская выемка. Примыкающий к ней своеобразный обушок представляет из себя поверхность желвачной корки с отчетливыми следами подправки ее фасетками крутой ретуши. На остром углу и лезвии прослеживаются следы утилизации.

Второе орудие, изготовленное из серого кремня, отличается более интенсивной окатанностью. Оно найдено в скоплении галечника. Поперечный конец, примыкающий к глубокой клектонской выемке, имеет явные следы обработки, которая представлена крупными фасетками крутой ретуши, образующими, как и в первом случае, отчетливо выраженный обушок (рис. 5: 3).

Интересно небольшое скребковидное орудие – рабо, извлеченное непосредственно из конгломерата, на что указывает специально оставленный небольшой участок прикипевшей породы. Орудие изготовлено на мелком (30 × 31 × 22 мм) подчетырехугольном обломке окатанного кремня серого цвета. Узкий поперечный конец обработан четкой крутой и отвесной ретушью, представленной тремя параллельными сколами со следами мельчайших фасеток вдоль кромки лезвия.

Второе скребковидное орудие-рабо, обнаруженное в галечнике на поверхности у раскопа, изготовлено на окатанном естественном обломке черного кремня. Крутой отвесной ретушью, представленной рядом соприкасающихся фасеток удлиненной формы, четко выделен скребковый рабочий край, занимающий около половины изделия. Справа к скребковому краю примыкает небольшое атипичное острие.

Эти два орудия отнесены к выразительным скребкам-рабо, которые обычны в раннем палео-

лите Евразии и представлены хорошей серией в коллекциях Большого Фонтана и Погребя. Их мелкие размеры прежде всего обусловлены особенностями кремневого сырья, представленного окатанными обломками преимущественно небольших размеров.

В коллекции выделено три орудия, которые следует описать как острия. Первое из них изготовлено на удлиненном обломке черного кремня сравнительно крупных размеров (67 × 28 × 24 мм). Острие, особенно кончик, выделено крутой ретушью (рис. 5: 1). Прослеживается частичная ретушь, нанесенная по гребню острия с явной целью сделать острый конец более тонким. Подобные формы орудий широко распространены в раннем палеолите Европы. Три изделия можно отнести к скреблам. Одно из них, изготовленное на естественном обломке кремня черного цвета можно отнести к скреблам с прямым лезвием, которое выделено однорядной систематической ретушью. Впрочем, вполне можно допустить, что эта форма могла быть случайной. Два других орудия, также изготовленных на естественных обломках кремня черного цвета можно отнести к зубчатым скреблам, которые обычны в коллекциях раннего палеолита, происходящих из сохранившихся культурных слоев.

Таков набор орудий аллювиального комплекса стоянки Байраки. Среди них представлены все формы орудий, которые типичны для комплексов стратифицированных стоянок Евразии. Показательно сочетание крупных орудий на гальках косоуцкого песчаника и мелких, изготовленных из кремня. Подобное сочетание типично для раннего палеолита. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что почти все кремневые орудия крупнее отщепов, из которых изготовлено лишь три орудия. Это можно объяснить прежде всего особенностями кремневого сырья, отличавшегося мелкими размерами и плохим качеством.

### *Верхний уровень (комплекс)*

В коллекции, которая представлена изделиями, собранными в красноцветной ископаемой почве (слой 5), имеется всего 24 предмета. Значительная часть обнаружена в кровле и только три – в ее нижней части. На этом основании было выделено два горизонта – верхний (из верхней части слоя 5) и нижний (из низов). Раскопки 2011 года показали отсутствие ожидаемого культурного слоя в кровле ископаемой почвы, что вероятно связано с разрушением его ранее действовавшим карьером. На это косвенно указывают находки двух отщепов, обнаруженных на поверхности.

**Верхний горизонт.** Коллекция представлена 21 изделием, большая часть которых происходит из небольшого раскопа 2010 года. Дополнительно один окатанный предмет, напоминающий клювовидное орудие, найден в перекрывающем слое (рис. 7: 3). В сезоне 2011 года найдено только 8 кремневых изделий, включая 2 в осыпи на уровне ископаемой почвы. Сюда видимо можно добавить 2 отщепа из подъемного материала, которые по сохранности поверхностей и наличию патины отличаются от изделий аллювия.

Итак, в верхнем горизонте найдено 4 орудия, 3 нуклеуса, 1 отбойник из песчаника, 5 отщепов, 7 чешуек и 3 обломка со следами утилизации. Почти все изделия изготовлены из кремня черного и серого цветов. Они имеют более хорошую сохранность поверхностей. Среди изделий из кремня имеются как покрытые патиной, так и без нее.

Среди орудий выявлено 3 скребла, включая 1 зубчатое и 1 нуклевидное высокой формы. Особое место занимает превосходное скребло на заготовке галечного кремня темного цвета, найденное в кровле ископаемой почвы (рис. 7: 1). Вентральная поверхность не является брюшком отщепа или пластины, а полностью сохраняет полированную поверхность кремневой гальки. Орудие явно фрагментировано в древности и покрыто белой патиной. Фрагментация связана скорее всего, если судить по негативам слома в нижней части, с трещиноватостью кремневой гальки. Скребло, как можно предположить, скорее всего было разбито при падении. Тем не менее, судя по микрорезцовому сколу на верхнем заостренном конце, орудие было востребовано. Слабо выпуклый рабочий край обработан ступенчатой ретушью полу-кина (demi-Quina). Противолежащий лезвию облом, образующий на пересечении с лезвием острие, скорее всего был намеренным, играя роль обушка. Данные образцы скребел неизвестны в многочисленных памятниках регионального среднего палеолита, но вполне обычны в раннем палеолите. Характерные формы с аналогичной ретушью, включая унифас, сохранившие на вентральной поверхности корку, имеются в коллекциях из Большого Фонтана и Погребя.

Два остальных орудия не были столь выразительными. Одно изготовлено на небольшой расколотой гальке косоуцкого (?) песчаника, где вторичная обработка по причине низкого качества сырья выделяется не столь четко. Орудие можно описать как скребло с естественным обушком. Обработка нанесена на вентральную поверхность, в то время как дорсальная была сплошь покрыта коркой. Читаемые фасетки однорядной ретуши прослеживаются вдоль трети левого края скребла (рис. 7: 5). Следующее изделие со вторичной обработкой края, изготовленное на окатанном обломке черного кремня имеет достаточно свежие фасетки зуб-

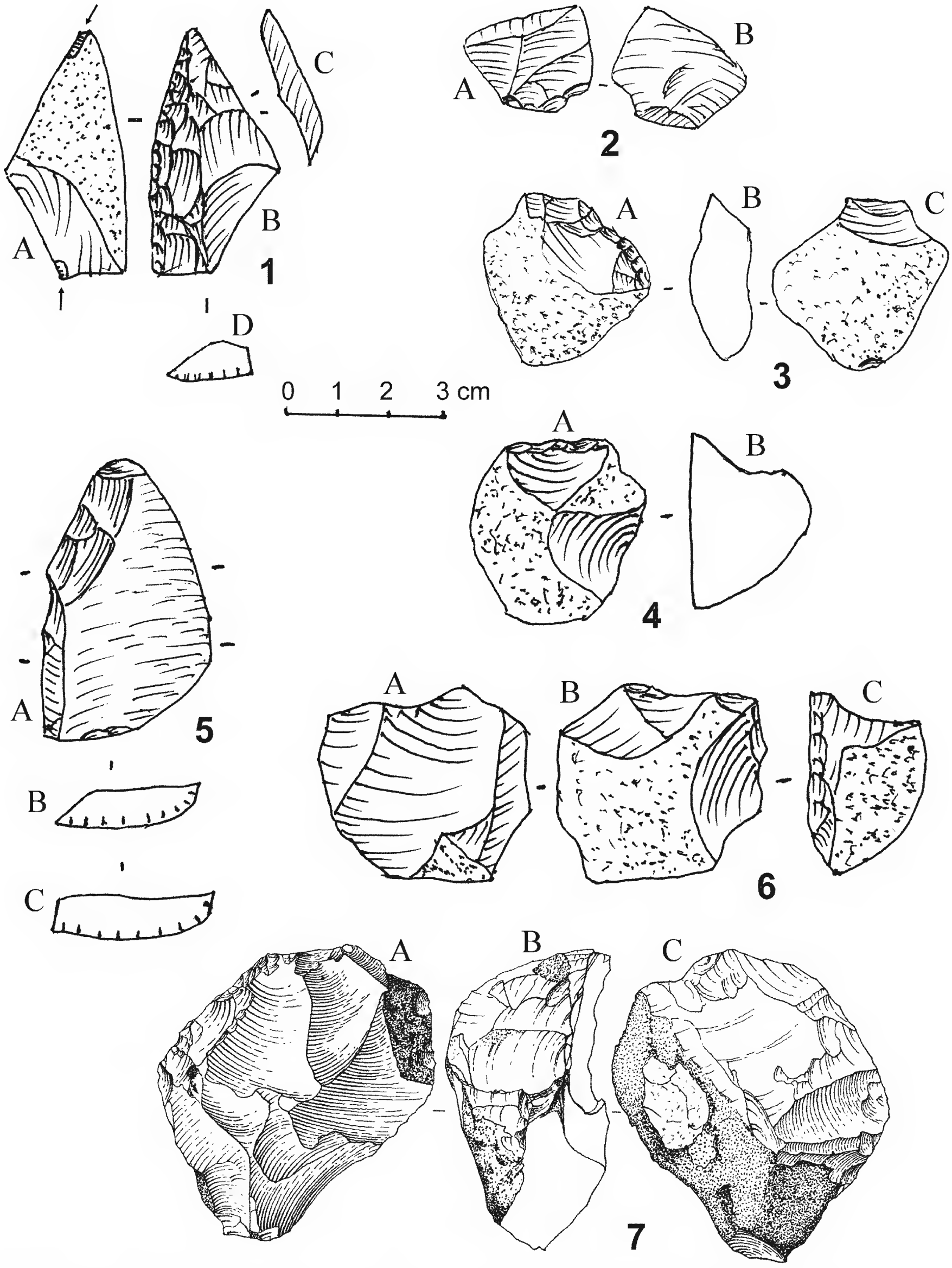



**Рис. 7**. Байраки. Кремневые изделия из кровли ископаемой почвы (верхний горизонт)

1 – скребло с ретушью полу-кина на осколке кремневой гальки (А – вентральная сторона, В –дорсальная сторона, С – поперечный край, D – поперечное сечение); 2 – отщеп (А –дорсальная сторона, В-вентральная сторона); 3 – клювовидное орудие (А – дорсальная сторона, В – продольное сечение, С – дорсальная сторона) из лежащего выше слоя; 4 – массивное нуклевидное орудие (А – дорсальная сторона, В – сечение); 5 – скребло на обломке песчаниковой гальки (А – рабочая сторона, В – поперечное сечение в верхней части, С – сечение в нижней части); 6 – нуклеус без патины (А – дорсальная сторона, В – вентральная сторона, С – правый край); 7 – нуклеус (А – дорсальная сторона, В – левый ретушированный край, С – вентральная сторона) с патиной (рис. А.К. Очередного)

чатой ретуши. Оно может быть описано как зубчатое скребло.

Скребловидное орудие высокой формы изготовлено на массивном сколе желвачного кремня черного цвета (рис. 7: 4). Оно лишено патины и имеет два негатива от предшествующих сколов, позволяя интерпретировать данную форму как нуклеус, но наличие на одном из негативов четкой дополнительной мелкой систематичской ретуши позволяет видеть здесь именно скребло, для которого необходимо наличие непрерывно обработанного края [Bordes, 1961]. Аналогичные орудия высокой формы типичны для раннего палеолита.

В коллекции имеется три нуклеуса, один из которых, изготовленный из серого желвачного кремня с несколькими снятиями, произведенными с одной площадки, может рассматриваться как скребло. Ударная площадка данного предмета имеет дополнительную обработку чешуйчатой и частично двусторонней ретушью, создавая достаточно острое лезвие со слабо выпуклым рабочим краем. Это изделие по степени сохранности поверхности, включая белую патину и характер вторичной обработки, может ассоциироваться со скреблом с ретушью полу-кина, обнаруженном в кровле ископаемой почвы (рис. 7: 7).

Третий нуклеус изготовлен из желвачного кремня темно-серого цвета без патины и формально относится к одноплощадочным с плоскостным скалыванием. В качестве ударной площадки использовались три предшествующих радиально расположенных снятия. На рабочей поверхности четко прослеживаются негативы трех сколов (рис. 7: 6).

Значительный интерес представляет орудие из гальки относительно «мягкого» песчаника, которое найдено примерно в 50 м ниже раскопа. Предмет обнаружен под обнажением левого борта оврага, в осыпи, непосредственно на уровне нижней части ископаемой почвой, которая хорошо прослеживается на значительном пространстве высокой террасы. Галька была покрыта мощным двойным натеком, который типичен для предметов из древних ископаемых почв. Данная галька имеет округлую форму и относительно небольшие размеры (90 × 86 × 19 мм). Вдоль части выпуклого края прослеживаются фасетки ретуши, которые примерно на половине «лезвия» превращены в сплошную забитость, что вероятно связано с интенсивностью его использования. Почти до половины обработанной поверхности прослеживаются два негатива более ранних обширных снятий.

В коллекции имеется 5 кремневых отщепа, имеющих преимущественно очень мелкие размеры. В их числе только один может считаться клектонским (рис. 8: 2). Самый крупный из них, найденный на поверхности относительно недалеко от раскопа, имеет максимальную длину 43 мм, сохраняя интенсивную белую патину и свежий облом. Четкая клектонская выемка имеет более свежий вид, а поэтому считается сомнительной.

Среди чешуек и обломков представлены как покрытые патиной, так и без патины. Сохранность их разная: обнаружены окатанные и неокатанные образцы.

Рассматриваемая коллекция, представленная нуклеусами, орудиями и отщепами, имеет в целом, если принять во внимание скребло с ретушью полу-кина и патинированный нуклеус-скребло, среднепалеолитический облик, хотя и весьма архаичный. Тем не менее, аналогичные формы, если иметь в виду ретушь кина и полу-кина, отмечены в коллекциях ряда ашельских стоянок, включая кавказские пещеры Кударо 1 [Любин, Беляева, 2004] и Треугольную [Дороничев и др. 2007].

**Нижний горизонт (слой 10).** Находки этого горизонта выявлены только в результате раскопок 2011 года. Они связаны с основанием красноцветной (средней) ископаемой почвы. Всего найдено только 4 предмета, включая пиковидное острие, окатанный обломок кремня с выемкой и пararезцовым сколом и осколок отщепа с плоской ретушью, а также нуклеус из косоуцкого (?) песчаника. Три из них изготовлены из кремня черного цвета.

Наиболее яркой и интересной находкой можно считать окатанный желвак черного кремня крупных размеров (80 × 75 × 41 мм) с выразительной вторичной обработкой, которая позволяет описать данное частично двустороннеобработанное орудие как «пиковидное» (рис. 8: 1). На одной из сторон имеется крупный скол, образованный одним ударом, который создал по краям два выступа, один из которых превращен при помощи крупных фасеток крутой и полукрутой однорядной ретуши в массивное острие. Слева от острия и на противоположном конце четко выделены участки обработанные интенсивной отвесной оббивкой, которые можно рассматривать как аккомодационные: в одном случае это «пятка», а в другом – боковая грань. Все эти элементы вторичной обработки дают представление об орудии как о целостной форме, где рабочий край и элементы аккомодации объединены в одно целое. Острие сильно забито. Непосредственно от него прослеживается отчетливый уплощенный скол, следующий от рабочего конца. Аналогичный скол прослеживается и у менее выраженного второго заостренного конца. Они несомненно указывают на интенсивное использование именно массивного острия. Форма данного заостренного конца и его подчетырехугольное поперечное сечение соответствуют тем признакам, которые были положены В.П. Люби-

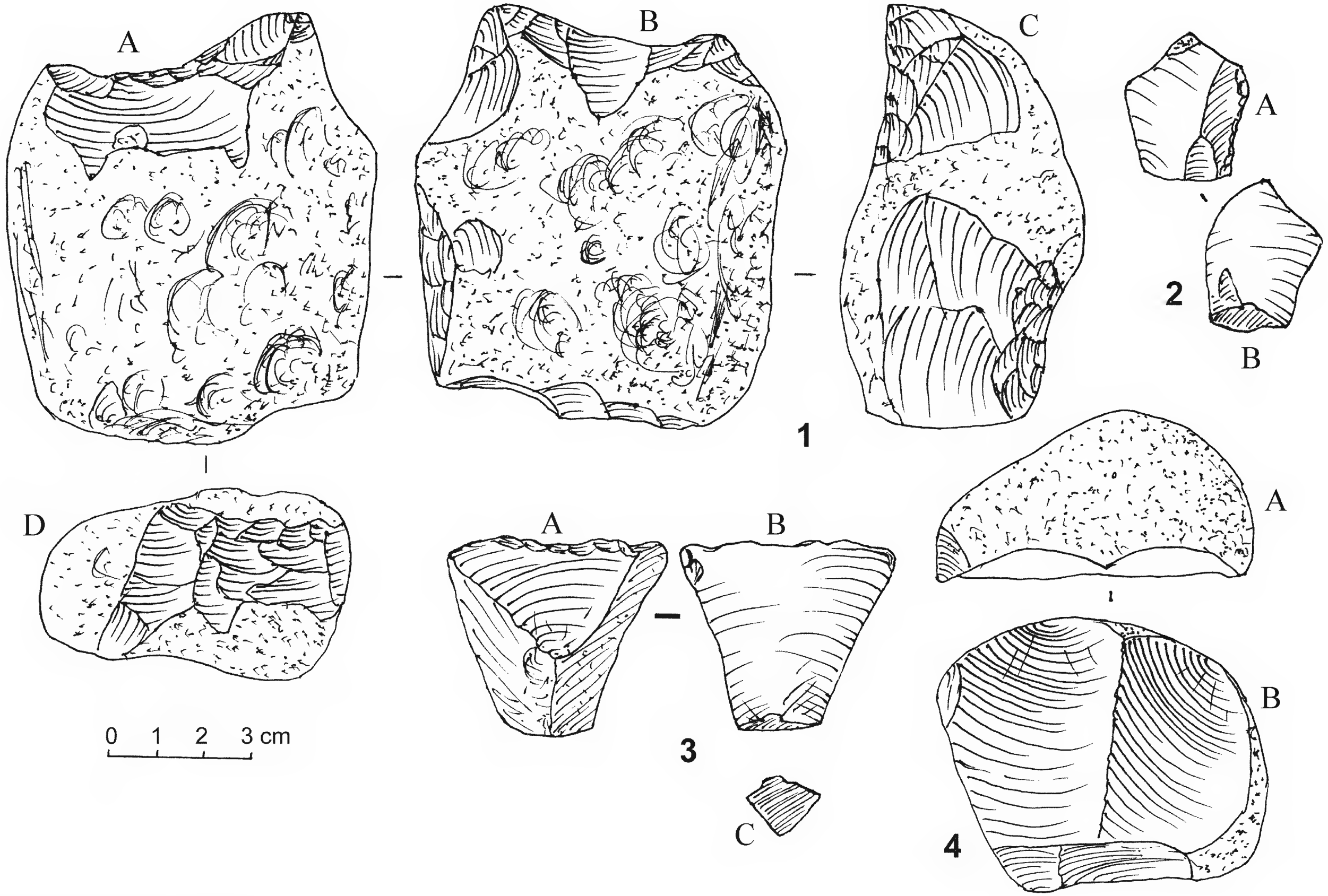



**Рис. 8**. Байраки. Кремневые изделия

1 – массивное пиковидное острие (A – вентральная сторона, B – дорсальная сторона, C – левый край с оббивкой, D – нижняя сторона с оббивкой ) нижний горизонт ископаемой почвы; 2 – патинизированный отщеп (A –дорсальная сторона, B – вентральная сторона) из подъемного материала (верхний горизонт ископаемой почвы?); 3 – отщеп окатанный (A – дорсальная сторона, B – вентральная сторона, C – площадка) из подъемного материала (аллювиальный комплекс?); 4 – нуклеус (A – ударная площадка, B – рабочая сторона) из косоуцкого песчаника (нижний горизонт ископаемой почвы)

ным для выделения пиковидных форм раннего палеолита Западной Африки [Любин, Геде, 2000]. Орудия типа «пик» весьма характерны для раннего палеолита Евразии и представлены в доашельских индустриях Дагестана и Тамани [Деревянко, Зенин, 2009; Щелинский, Кулаков, 2009; Амирханов, 2007].

Следующее орудие, имеющее сравнительно небольшие размеры (45 × 40 × 29 мм), также изготовлено на окатанном обломке черного кремня. Отчетливо прослеживается клектонская выемка и резцевидное острие, которое напоминает bec (pointe) burinante alterne [Bordes,1961], отличаясь тем, что один из образующих острие сколов является резцовым. Кроме того можно указать на выразительный нуклеус (57 × 68 × 32 мм) изготовлен из косоуцкого (?) песчаника. Он имеет следы не менее трех рельефных сколов, снятых с естественной, галечной площадки (рис. 8: 4).

## Общая оценка каменных индустрий стоянки

Каменная индустрия из аллювиального комплекса стоянки Байраки обладает всеми признаками архаичного раннего палеолита Европы. В первую очередь это касается ее структуры, где, как в подавляющем большинстве европейских каменных индустрий древнее 400 000 лет, налицо присутствие дихотомии и широкое использование орудий на естественных обломках и осколках. Все кремневые орудия имеют мелкие размеры, что позволяет отнести данную индустрию к микролитическим, характерным для подавляющего большинства комплексов Центральной Европы и в значительной мере остальной части Евразии. В данном случае мы солидарны с таким заключением, предложенным в обобщающей публикации А.П. Деревянко, что «раннепалеолитическая микроиндустрия – особое явление в историко-культурном становлении человечества и ее следует рассматривать как одну из главных основ орудийной деятельности архантропов» [Деревянко, 2006]. В данном случае важно подчеркнуть, что преобладающая микролитическая основа сочетается с макролитической, представленной преимущественно немногочисленными галечными формами из иных пород камня, играющих явно второстепенную роль. Подобная дихотомия наиболее характерна для комплексов более ранних, практически исчезла в среднем палеолите. Эта индустрия относится к развитому олдовану, возраст которого по ряду современных данных варьирует в интервале от 1,5 млн лет до 700 тыс. лет тому назад. Эта датировка совпадает с геологическим возрастом нижнего аллювиального комплекса (поздний эоплейстоцен). Ашельские бифасы и другие орудия верхнего комплекса Байраков появляются после 700 тыс. лет.

Каменные орудия ашельского типа из красноцветной ископаемой почвы содержат формы, типичные для дубоссарской индустрии, включая скребло-унифас с ретушью полу-кина, изготовленное на расколотой гальке. Здесь прослеживаются и уникальные орудия, встреченные впервые. К ним безусловно следует отнести своеобразное орудие типа «пик», которые до сих пор были неизвестны в регионе. Естественно, для более надежных сопоставлений необходимо существенное увеличение коллекций, продолжение дальнейших исследований. Тем не менее, данные материалы хорошо согласуются с комплексами из Большого Фонтана и Погребя, подтверждая их значительную древность.

Наиболее же важное значение раннепалеолитических комплексов стоянки Байраки заключается в том, что они в настоящее время являются древнейшими на территории Русской равнины. Их геоморфологическая позиция указывает на хорошую перспективу поиска аналогичных, а может быть и более древних индустрий в бассейнах великих рек Восточной Европы.

## Этапы развития природы и заселения человеком

Изучение отложений разреза Байраки позволяет представить историю развития долины Днестра на уровне VII террасы и накопление осадков в разрезе Байраки в виде следующих этапов.

1. Эрозионный врез Днестра в среднесарматские известняки до цоколя аллювиальных отложений на уровне +90 +95 м абс.

2. Формирование руслового аллювия VII террасы (галечники с валунами) при скоростях течения около 1 м/сек и более (слой 10). По берегам возможное обитание древнего человека (аллювиальный культурный слой с олдовайскими орудиями).

3. Смещение основного русла и превращение его в старицу. Заполнение старого русла Днестра более тонкими осадками алевритов старичной фации с минимальными скоростями течения – 0,1–0,2 м/сек (слой 9).

4. Формирование пойменной фации аллювия VII террасы на поверхности периодически затопляемой поймы в период половодий (слой 8).

5. Частичное осушение поймы и образование гидроморфной почвы – глеезёма (слой 6) на поверхности пойменных отложений (слой 7). Возможные площадки обитания человека – на контакте слоёв 6–5 и 5–4.

Отложения слоев 9–7 носят субаквально-субаэральный характер и отражают смену периодического обводнения и осушения территории (пересыхание пойменных и старичных озер и образование кратковременных водоемов на поверхности почвы), о чем свидетельствует наличие в осадках одновременно эфемеров – известковых водорослей вида «золотистых» и корневидных известковых футляров наземной растительности. В пойме произрастали широколиственные леса из дуба, ореха и сосны, были распространены травы астровые и цикориевые.

6. Формирование на поверхности поймы автоморфной красновато-коричневой почвы (слой5) с ашельским культурным слоем (верхний горизонт) в её кровле и нижним горизонтом обитания в её основании.

Дальнейшее осушение поймы и превращение её в надпойменную террасу привело к формированию открытых пространств с покровом из злаков, астровых, цикориевых, мариевых, ворсянковых и зонтичных. Вдоль водоемов произрастали леса из граба и хмелеграба.

7. Похолодание и иссушение климата, образование трещин и клиньев и заполнение веществом гумусового горизонта красновато-коричневой почвы.

8. Эрозионный размыв и частичный смыв верхнего горизонта этой почвы (контакт слоёв 5 и 4)

9. Формирование коричневой ископаемой почвы (слой 4).

10. Сокращённое осадконакопление на склоне балки Байраки в течение всего неоплейстоцена (слои 3, 2).

11. Формирование голоценовой почвы (слой 1).

## Заключение

Полученные новые материалы позволяют обосновать очень раннее появление человека на юге Восточной Европы (1,2 млн лет), а учитывая датировки олдована на Северном Кавказе (1,5 млн лет), и предположить новый путь древнейших миграций в Европу из Африки не только через Малую Азию и Балканы, но и другим путем – через Аравию, Кавказ, юг Русской равнины и далее через долину Днестра на запад, в Европу.

**Благодарности.** Выражаем глубокую признательность академику РАН А.П. Деревянко за содействие и поддержку наших экспедиционных работ.

*Работа выполнена при поддержке Программы ОИФН РАН: Генезис и взаимодействие социальных, культурных и языковых общностей (Первоначальное заселение человеком Восточной Европы) и проектов РФФИ 11-06-12020-офи-м-2011 и 11-06-12015-офи-м-2011.*

## Литература

*Адаменко О.М., Гольдберт А.В., Осисюк В.А и др.* Четвертичная палеогеография экосистемы нижнего и среднего Днестра. Киев, 1996. 198 с.

*Амирханов Х.А.* Ранний ашель Кавказа в свете новых исследований в Дагестане: проблема истоков и основные типологическик характеристики / Кавказ и первоначальное заселение человеком Старого Света. Спб, 2007. С. 21–34.

*Анисюткин Н.К.* Орудия клювовидных форм в раннем и среднем палеолите. СА. № 1. 1973. С. 226–234.

*Анисюткин Н.К.* Древнейшие местонахождения раннего палеолита на юго-западе Русской равнины // Археологические Вести. № 3, СПб. 1994. С. 6–16.

*Анисюткин Н.К.* Новые данные изучения раннепалеолитических местонахождений на верхних террасах нижнего течения Днестра // Древнейшие обитатели Кавказа и расселение предков человека в Евразии. Российская академия наук. Институт истории материальной культуры. Труды ИИМК РАН, том XXXV. 2010, СПб. С. 172–187.

Антропоген и палеолит Молдавского Приднестровья. Путеводитель экскурсий VI Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Кишинев, 1986. 152 с.

*Деревянко А.П.* Ранннепалеолитическая микролитическая индустрия в Евразии: миграция или конвергенция. АЭАЕ. 2006. № 1 (25). С. 2–32.

*Деревянко А.П., Зенин В.Н.* Раннепалеолитическая стоянка Дарвагчай-1: геохронология и культура. Древнейшие миграции человека в Евразии. Материалы Международного симпозиума (6–12 сентября 2009 года, Махачкала, Республика Дагестан, Россия). Новосибирск, 2009. С. 89–100.

*Дороничев В.Б., Голованова Л.В., Барышников Г.Ф. и др.* Треугольная пещера. Ранний палеолит Кавказа и Восточной Европы. СПб, 2007. 270 с.

*Куликов О.А., Чепалыга А.Л.* Хронология террас Днестра по данным биостратиграфии и термолюминесцентного метода / Тезисы докладов Всесоюз. конф. «Геохронология четвертичного периода». Таллинн: Изд-во АН СССР, 1985. С. 104.

*Лунгерсгаузен Л.Ф.* Террасы Днестра // Доклады АН СССР. Т.19. № 4. 1938. С. 263–265.

*Любин В.П., Геде Ф.Й.* Палеолит республики Кот д'Ивуар (Западная Африка). СПб, 2000. 158 с.

*Любин В.П., Беляева Е.В.* Стоянка Homo erectus в пещере Кударо 1 (Центральный Кавказ). СПб, 2004. 272 с.

*Любин В.П., Беляева Е.В.* Ранняя преистория Кавказа. СПб, 2006. 108 с.

*Певзнер М.А., Чепалыга А.Л.* Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных террас Днестра // Доклады АН СССР. Том 194. 1971. С. 1141–1143.

*Праслов Н.Д.* Ранний палеолит Северо-Восточного Приазовья и Нижнего Подонья. МИА № 157. Л.: Наука, 1968. 156 с.

*Пясецкий В.К.* Среднеашельское местонахождение Меджибож. Vita Antiqua, 2001. № 3–4. 2001. С. 125–134.

Нижний палеолит Украины: современное состояние исследований. Ранний палеолит Евразии: новые открытия. Материалы Международной конференции, Краснодар – Темрюк. Ростов-на-Дону. С. 105–107.

*Степанчук В.Н.* Нижний и средний палеолит Украины. Черновцы, 2006. 464 с.

*Трубихин В.М., Чепалыга А.Л.* Палеомагнитная стратиграфия плиоцена и плейстоцена Молдавии. Кишинёв: «Штиинца», 1982. С. 30–33.

*Чепалыга А.Л.* О сменге фауны в аллювии террас Днестра и ее палеогеографическом значении. Докл. АН СССР. Т. 140. 1962. №. 2. С. 318–319.

*Чепалыга А.Л.* Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 222 с.

*Чепалыга А.Л.* Пресноводные моллюски / Стратиграфия СССР. Четвертичная ситема. Полутом I. М.: Недра, 1982. С. 216–229.

*Чепалыга А.Л.* Уникальная система речных террас в долине Днестра / Геоэкологические и биоэкологические проблемы Северного Причерноморья. Материалы международной научной конференции Приднестровского университета. 15–16 сентября 2005 года. Изд-во ПГУ, Тирасполь, С. 166–168.

*Щелинский В.Е., Кулаков С.А.* Каменные индустрии эоплейстоценовых раннепалеолитических стоянок Богатыри (Синяя балка) и Родники на Таманском полуострове (Южное Приазовье, Россия) / Древнейшие миграции человека в Евразии. Мат-лы Международного симпозиума (6–12 сентября 2009 г.). Махачкала, Республика Дагестан, Россия. Новосибирск, 2009. С. 188–206.

*Bordes F.* Typologie du Paleolithique ancien et moyen. Mem. 1. Bordeaux. 1961. 85 p.

*Bordes F.* Lesons sur la Paleolithique. Tome II. Le Paleolithique en Europe // Cahiers du Quaternaire. № 7. Paris. 1984. 150 p.

*Collins D.M.* Metrischer und typologischer Bewais fur Selbststandigkeit der Kulturtraditionen des Acheuleens und Clactoniens in England und Deutschland. Jahresschrift mitteldeutschland Vorgechichte. 52, Halle (Saale), 1968. S. 27–38.

*Dodonov A.E, Zhou L.P., Markova A.K., Tchepalyga A.L, Trubikhin V.M., Aleksandrovski A.L., Simakova A.N.* Middle-Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of the northern Black Sea coastal area // Qatern. Int. 2006. № 160. P. 57–69.

*Gamble C.* The Palaeolithic settlement of Europe. Cambridge. 1986. 471 p.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 71, 2011 г.

# СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРОПРИКАСПИЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

**В.Ф. Салтыков**

## Введение

Рассмотрение истории представлений о строении четвертичных отложений на площади Нижней Волги и Северного Прикаспия показывает, что в целом относительная стратиграфическая последовательность пород разреза, сложенного осадками морских трансгрессий и сопутствующими континентальными образованиями, присутствует в схемах всех исследователей. Однако их соотношение на более дробном уровне расчленения, а также их сопоставление со стратонами ледниковой области Русской равнины существенно различаются, что особенно проявилось в последние годы. Не разрешены указанные проблемы и в стратиграфических схемах квартера 1983 г. и 1999 г., а также в проекте В.К. Шкатовой [2007 а].

А.А. Свиточ и Т.А. Янина совершенно справедливо отмечают: «На сегодня наименее разработанным вопросом стратификации четвертичных отложений Каспийской области является систематизация и таксономия разреза, основанная на учете всего накопленного фактического материала. Особенно актуальным представляется разработка и обоснование критериев выделения таксонов региональной стратиграфической шкалы плейстоцена Каспийской области. По-существу, таких исследований не проводилось, либо они просто декларировались. Это привело к тому, что одни и те же реально существующие геологические толщи выделялись и описывались в разном стратиграфическом «весе» – от отдела до слоя» [1997, с. 187]. Прошло 10 лет, но ситуация принципиально не изменилась. До сих пор отсутствуют достаточно обоснованные описания стратотипов местных подразделений. Лишь недавно А.А. Свиточ и Т.А. Янина предприняли такую попытку [Свиточ, 2007; Свиточ, Янина, 2007]. Они указали, что плейстоцен Прикаспия является благоприятным объектом, так как разрез расчленен на основе детального палеонтологического обоснования в соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса России [1992, 2006].

К сожалению, составители стратиграфических схем 1983 г. и 1999 г. встали на традиционный путь сопоставления подразделений, при этом сохранили многие ошибочные аспекты расчленения разреза. Поэтому В.К. Шкатова в 2006 г. предложила проект нового варианта стратиграфической схемы квартера Нижневолжского (Прикаспийского) региона, который подвергнут С.М. Шиком серьезной критике (автор настоящего сообщения благодарен С.М. Шику за представленную возможность заранее ознакомиться как с самим проектом, так и с критическими замечаниями). С некоторыми изменениями эта схема была опубликована [Шкатова, 2007 а] и обсуждалась на Всероссийском совещании [Шкатова, 2007 б]. В этих работах слабо отражены указанные замечания С.М. Шика, а за основу принят каркас ранее существовавших стратиграфических схем. Явно недостаточно учтены представления А.А. Свиточа и Т.А. Яниной по стратиграфии морских отложений, на что обращено внимание в докладе Т.А. Янина [2007], а также материалы Н.Я. Жидовинова с коллегами [1987, 1995] по эоплейстоцену, хотя В.К. Шкатова использует их схему расчленения отложений этого диапазона.

Эти соображения были приняты во внимание при составлении варианта стратиграфической схемы плейстоцена Прикаспия, в которой отражены результаты Б.А. Борисова [2007] по Общей стратиграфической шкале квартера, а также публикации Ю.И. Иосифовой и др. [2006], С.М. Шика [2008], С.М. Шика с соавторами [2006] по стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины. За основу схемы приняты материалы детальных исследований А.А. Свиточа и Т.А. Яниной, Н.Я.Жидовинова с коллегами, а также использо-

ваны ранние данные [Решение, 1986; Романов и др., 1991; Седайкин, 1991].

## Принципы создания стратиграфической схемы плейстоцена Северокаспийской провинции

Территория Нижней Волги и Северного Прикаспия относится к внеледниковой области Русской равнины. Поэтому главным критерием расчленения разреза должен быть принят биостратиграфический метод, так как литологические признаки нередко являются сходными, хотя породы принадлежат к различным генетическим типам. Только при его строгом применении может быть получена обоснованная относительная возрастная последовательность формирования отложений, особенно морского генезиса. Континентальные образования следует сравнивать с ними на основе геологических соотношений при построении стратогенетической корреляции подразделений по профилям.

Методологические аспекты создания стратиграфической схемы плейстоцена для указанной территории изложены в публикации [Салтыков, 2007]. Есть смысл повторить рассмотренные принципы.

**1. О названии площади.** В стратиграфической схеме 1983 г. [Решение, 1986] принят термин «Нижневолжский регион», в состав которого включены районы Прикаспия и Нижней Волги, в том числе и правобережная часть последней. Однако в настоящее время решением бюро РМСК по центру и югу Русской платформы [Решение, 1999] площадь Доно-Медведицких дислокаций отнесена к центральным районам Русской равнины, куда плейстоцен указанной площади явно тяготеет по своим особенностям. В итоге остался только Прикаспий. Поэтому В.К. Шкатова использует двойное наименование, что вряд ли целесообразно. Более точным будет применение термина «Североприкаспийская провинция». Ее северная граница проводится по южной окраине Жигулей (в пределах Низкого Заволжья), восточная оконтуривает Прикаспийскую низменность, западная проходит вдоль восточного склона Приволжской возвышенности. На юге в состав провинции, очевидно, следует включать Калмыкию и часть Восточного Предкавказья (Дагестан). Район Маныча и приазовское побережье надо относить к другой провинции. Таким образом, основными объектами плейстоцена становятся морские отложения, развитые практически на всей расссматриваемой территории. Узкая полоса правобережья Волги должна включаться в состав провинции, так как в низовьях ряда речных долин (Терешка, Иловля), направленных к Волге, наблюдаются акчагыльские отложения, на которых залегает мучкапский аллювий (аналог тарлыской серии), перекрываемый более молодыми стратонами, а на водоразделах фиксируются эоплейстоценовые образования, сходные с ершовской серией Заволжья [Салтыков, Жариков, 2000].

**2. О соотношении региональных и местных стратонов.** В соответствии с районированием, принятым в 1983 г. [Решение, 1986], Русская равнина выделялась в ранге «суперрегиона» с подразделениями в ранге «горизонтов». Такой подход не в полной мере совпадает с тектоно-геоморфологическим принципом районирования, который должен играть основную роль в стратиграфии плейстоцена в отличие от использованного административно-производственного деления. В результате одни районы, отличные по тектоническому и геоморфологическому строению, оказались совмещенными, а другие, сходные по указанным показателям, разделенными. Для каждого из выделенных районов приводились самостоятельные названия одновозрастных горизонтов, а среди местных стратонов фигурировали разноранговые подразделения – свиты, слои, горизонты. Это особенно свойственно для Нижней Волги и Северного Прикаспия. Кроме того, нередко объем горизонта в одном регионе не совпадал с таковым в другом регионе, что естественно при выделении реальных геологических тел. Все это противоречит требованиям Стратиграфического кодекса России о необходимости соподчинения во взаимоотношениях региональных (горизонтов) и местных (свит) стратонов как общего и частного. При таком подходе геологический язык становится перегруженным частными терминами (горизонтами), стратиграфический смысл которых не всегда является ясным ввиду недостаточной обоснованности, что недопустимо для горизонта, но что вполне естественно для свит. Явно назрела необходимость стандартизации номенклатуры в соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса. Тем более что для одного и того же региона (Прикаспия) одни исследователи (В.К. Шкатова) используют только термин «горизонт», а другие (А.А. Свиточ) одновременно применяют термины «горизонт» и «свита», ранг которых имеет одинаковый смысл. Следовательно, крайне желательно отказаться от существующего критерия районирования и перейти на тектоно-геоморфологический принцип разделения Русской равнины на отдельные провинции. Такой подход изложен в статье [Салтыков, 2005].

В этой публикации предлагается рассматривать Русскую равнину в качестве единого региона, в пределах которого выделяются горизонты. Тогда его составные части будут иметь статус провинций

с местными стратонами – комплексами, сериями (но не горизонтами). Под провинцией понимается крупная морфоструктура, в пределах которой установлен присущий набор разновозрастных генетических типов четвертичных отложений. Принятие такого подхода ликвидирует возникающие номенклатурные нелепости. В свою очередь, более крупные подразделения разделяются на свиты и стратогены, выделяемые в пределах геоморфологических районов. Принимая во внимание сравнительную однородность размещения одновозрастных генетических типов, появляется возможность их корреляции по площади с учетом гипсометрического положения. При этом необходимо применять метод непрерывного геологического прослеживания разрезов по простиранию с фиксацией конкретных геологических тел, базальных слоев, погребенных почв. Такой подход особенно применим для Североприкаспийской провинции, где наблюдается частое чередование отложений различных генетических типов, обладающих сложными взаимоотношениями [Шкатова, 1973].

**3. Общая магнитостратиграфическая шкала плейстоцена применительно к Прикаспию.** Для установления стратиграфического положения ряда стратонов и их границ на временной «линейке» большое значение имеют палеомагнитные данные, особенно привязанные к астрономической хронологии. В.К. Шкатова на основе обобщения литературных источников составила общую магнитостратиграфическую шкалу квартера, при этом используя изотопно-кислородные стадии (ИКС), выделенные исследованиями последних лет [Дополнения, 2000]. Она же отметила, что в отечественных разрезах применяются приблизительные возрастные оценки вмещающих отложений, вследствие чего «…количество, возраст и корреляция субзон и микрозон в таких шкалах остаются проблематичными и неоднозначными, требующими подтверждения и уточнения» [Дополнения, 2000, с. 25]. Нами обобщены различные материалы, на основе которых произведены уточнения как по количеству палеомагнитных событий, так и по их хронологическому положению [Поспелова, 2002; Салтыков, Поспелова, 2002 а, б]. Этот вариант использован в рассматриваемой схеме плейстоцена. Отличия от варианта В.К. Шкатовой изложены в статье [Салтыков, 2007].

Применительно к Североприкаспийской провинции неоднократно подчеркивалась приуроченность границы плиоцена (акчагыла) и плейстоцена (апшеронского региояруса или эоплейстоцена) к подошве последнего подразделения, где нередко наблюдаются пески с галечником, особенно в континентальных разрезах. В морских отложениях граница по литологическим признакам выражена нечетко, но надежно устанавливается по фаунистическим, палео- и петромагнитным данным, полученным при изучении непрерывных разрезов в скважинах. [Богачкин и др., 2005 а, б]. В эоплейстоцене фиксируются отдельные экскурсы – чаще всего Камикатсура, Харамильо, Кобб-Маунтин, реже Врика.

Граница апшеронского региояруса (эоплейстоцена) с неоплейстоценом во многих разрезах проводится по смене обратной полярности в хроне Матуяма на прямую в хроне Брюнес. Это явление четко зафиксировано как в морских, так и в континентальных образованиях, причем в последних в основании глин наблюдаются или погребенные почвы, или прослои песков, хотя иногда границу проводят внутри лессовой толщи. Э.А. Молостовский и А.А. Жариков [2004] в подошве континентальных отложений неоплейстоцена Заволжья наблюдали породы с повышенной магнитностью ($100–130 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Они проследили их вплоть до разреза Домашкинские Вершины в Самарской области.

В морских разрезах смена полярности четко выражена, что фиксируется при изучении керна многочисленных скважин, расположенных в Астраханской области, Калмыкии и на р. Кума [Богачкин и др., 2005 а, б]. Здесь в основании неоплейстоцена отмечается пачка переслаивающихся глин, алевритов и песков с галькой и обломками раковин моллюсков, что свидетельствует об эрозионном характере границы. Эти литологические данные согласуются с палео- и петромагнитными сведениями. В пределах неоплейстоцена саратовские палеомагнитологи установили 6 экскурсов, которые они расположили по геологическому положению в сравнении с общей магнитостратиграфической шкалой. При этом подтверждена положительная намагниченность верхней части тюркянских слоев. Ранее граница хронов Брюнес и Матуяма в стратотипической местности для тюркянской толщи (в Азербайджане и Туркмении) фиксировалась в ее верхней части [Трубихин, 1987]. В.М. Седайкин [1991], анализируя положение различных генетических типов отложений на территории Северного Прикаспия, отмечал присутствие раннебакинской фауны в верхнетюркянских породах. Но в континентальных образованиях эту границу трудно проводить обоснованно, что отмечалось в [Решение, 1986].

**4. Общая стратиграфическая шкала плейстоцена и сопоставление океанического и континентального типов разреза.** Последний аспект детально обсуждался в работе [Салтыков, 2007], где изложена позиция автора. В настоящее время представлен уточненный вариант шкалы с использованием океанических изотопно-кислородных стадий и указанием возраста гра-

ниц в тысячах лет [Борисов, 2007]. Этот вариант принимается и автором данного сообщения, как наиболее отвечающий фактическим материалам. Кроме того, в предлагаемой стратиграфической схеме плейстоцена Североприкаспийской провинции приводится проект региональной схемы, принятой РМСК по центру и югу Русской платформы в соответствии с результатами последних исследований Ю.И. Иосифовой с коллегами [2006], С.М. Шика с соавторами [2006], С.М. Шика [2008, 2011]. Ее применение диктуется необходимостью сопоставления региональных и местных подразделений, учитывая возрастную привязку первых к «линейке» в тысячах лет. Это позволит увереннее решать вопрос о хронологии каспийских образований, тем более что многие стратоны региональной схемы выделены в ледниковой области. Такой подход практически не получил отражения в построениях В.К.Шкатовой, в итоге осталось за скобками соотношение подразделений в двух различных геологических обстановках.

**5. Трансгрессивно-регрессивные циклы в Прикаспии и наиболее значимые перерывы седиментации.** Данный вопрос неоднократно обсуждался в геологической литературе. На территории Прикаспия, помимо апшеронского бассейна, в неоплейстоцене выделялись четыре крупные трансгрессии: бакинская, хазарская, хвалынская и новокаспийская. Большинство исследователей, начиная с А.П. Карпинского (1887 г.), И.В. Мушкетова (1895 г.), Н.И. Андрусова (1888 г.), прямо связывали их со временем материковых похолоданий и оледенений Восточной Европы. Они объясняли такое совпадение уменьшением испарения с морской поверхности (но без приведения количественных расчетов), а их аргументация базировалась на присутствии холодных (степных и тундровых) палинологических спектров в древнекаспийских отложениях. Другие же отмечали сопряженность трансгрессий с теплыми событиями, когда происходило увеличение речного стока за счет поступления больших масс талых вод. Однако такое заключение, применимое ко всей плейстоценовой истории Прикаспия, как будто бы не подтверждается данными по экологии морских моллюсков. Детальные изучения их остатков позволили А.А. Свиточу и Т.А. Яниной [1996] выделять «холодные» (бакинскую, раннехазарскую и хвалынскую) и «теплые» (урунджикскую, позднехазарскую и новокаспийскую) трансгрессии. В обоснование своей идеи авторы проанализировали абсолютные датировки отложений Прикаспия и даже сопоставили хронологию каспийских событий с океаническими ИКС [Свиточ, 1999]. Этот подход перспективен, хотя и не вполне доказателен с точки зрения хронологического возраста.

Биостратиграфические сведения А.А. Свиточа не совсем сопрягаются с палеогеографическими и палеоклиматическими реконструкциями. Они скорее свидетельствуют о приуроченности морских бакинских отложений к интервалу между донским и окским ледниками. При этом ранняя стадия трансгрессии началась в результате интенсивного поступления вод при таянии мощного донского ледника, расположенного по соседству на площади Русской равнины (бассейн современного Дона) и на территории Кавказских гор. Поэтому трудно понять временную совмещенность поднятия уровня моря с таким значительным похолоданием на рядом расположенной площади. Более вероятно, что бакинская трансгрессия развивалась после окончания похолодания, во время которого формировались лессоподобные образования, покрывающие озерные и аллювиальные породы тюркянской толщи. В пользу такого заключения можно указать хронометрические данные, в том числе и приводимые А.А. Свиточем: абсолютные датировки по различным методам определения не являются древнее 600 тыс. лет, т. е. они моложе верхней границы ИКС 16, установленной на уровне 621 тыс. лет.

Традиционно бакинские отложения делились на две части, причем ранняя фаза трансгрессии развита на большей территории Прикаспия по сравнению с поздней [Свиточ, Янина, 1997]. По поводу их соотношения существуют разные мнения. Многие исследователи, вслед за П.В. Федоровым, отмечали значительный перерыв седиментации между ними и на этом основании в стратиграфических схемах 1983 г. и 1999 г. этим отложениям придавали статус самостоятельных горизонтов или подгоризонтов. Материалы А.А. Свиточа и Т.А. Яниной по изучению опорных разрезов убедительно показали отсутствие существенного перерыва. Они считают, что бакинская трансгрессия является непрерывной во времени или с непродолжительным обмелением бассейна между ранней и поздней фазами.

Учитывая вышеизложенные соображения, можно предполагать, что бакинский цикл начинался еще в верхней части ИКС 16 и интенсивно развивался до наступления подруднянского (демшинского) похолодания (ИКС 14), когда бассейн частично мелел. Затем происходил новый подъем уровня моря, продолжавшийся до окского оледенения (ИКС 12), очевидно, захватывая наиболее влажное (начальное) время его формирования.

Нижнехазарские морские отложения покрывали примерно такую же площадь Прикаспия, как и в бакинское время [Свиточ, Янина, 1997]. Давно уже установлена достаточно резкая смена фауны снизу вверх по разрезу, что явилось основани-

ем для обоснования самостоятельного морского бассейна. По современным представлениям он соответствует временному диапазону от начала среднего неоплейстоцена (ИКС 11) до наступления московского оледенения (ИКС 6). При этом выделяются две стадии. А.А. Свиточ и Т.А. Янина полагают, что следует различать отдельную урунджикскую стадию (ИКС 11), когда бассейн был развит незначительно, и собственно раннехазарскую (гюргянскую) стадию, в которой выделяются три фазы (ИКС 8–10) [Свиточ, 1999], разделенные кратковременными понижениями уровня моря (на 10–15 м).

В.К. Шкатова [2007 а, б] отрицает существование самостоятельного урунджикского этапа. В своем докладе на Всероссийском совещании Т.Я. Янина [2007] еще раз подробно рассмотрела этот вопрос. Она показала, что «Урунджикская фауна представляет собой переходную фауну от бакинской к хазарской, а ее подкомплексы отражают этапы этого перехода» (с. 482). При этом отмечается четкая преемственность от бакинской фауны. Урунджикский бассейн был синхронен сингильской эпохе. Очевидно, он соответствует ИКС 11 и при наступлении похолодания в калужское время (ИКС 10) наступила его регрессия.

Гюргянское море развивалось после таяния калужского ледника (похолодания). Эта трансгрессия прерывалась обмелением, соответствующим вологодскому похолоданию (ИКС 8). Оно нарастало во времени, когда формировались аллювиально-морские пески и глины со смешанным комплексом солоновато- и пресноводных моллюсков и остракод. Мощное похолодание (ИКС 6) завершает эволюцию раннехазарского бассейна. Следовательно, этот цикл седиментации является сложно построенным в течение среднего неоплейстоцена. При этом выделяемые в ледниковой области Русской равнины калужское и вологодское похолодания с развитием морен в северных районах на территории Прикаспия отражались кратковременными перерывами (обмелениями морского бассейна). Только московское оледенение способствовало завершению морского цикла осадконакопления. Таким образом, нижнехазарская трансгрессия развивалась в основном в течение интергляциалов за счет талых вод, поступавших при уничтожении ледниковых покровов, распространенных на севере Русской равнины.

Верхнехазарские морские отложения распространены лишь на самом юге провинции, на каспийских побережьях. Ранее они включались в состав единого хазарского морского цикла. Однако абсолютные датировки вынудили исследователей относить их к микулинскому горизонту верхнего неоплейстоцена. А.А. Свиточ и Т.А. Янина [1997], вслед за П.В. Федоровым, установили самостоятельный комплекс моллюсков, отличный по составу от фауны в нижнехазарских и хвалынских образованиях. Эти данные позволяют выделять отдельный позднехазарский цикл морского осадконакопления. Однако на большой площади провинции распространены континентальные образования различных генетических типов – от аллювиально-морских слоев до аллювиальных отложений. Все они (морские и континентальные) покрываются ательскими лессовидными суглинками.

Хвалынские морские образования покрывают примерно такую же территорию Прикаспия, как и в бакинское и раннехазарское время. А.Л. Чепалыга с коллегами [2007] полагают, что хвалынская трансгрессия является самым крупным поднятием уровня Каспийского моря в истории плейстоцена. При этом на площади ареала преобладают нижнехвалынские шоколадные глины. Поэтому исследователи выделяют два подразделения (некоторые даже три), хотя состав комплексов моллюсков является близким, что стало основанием для отрицания такого расчленения [Свиточ, Янина, 1997]. Хронология хвалынской трансгрессии детально изучена – имеются более полусотни радиоуглеродных датировок. Большая часть данных укладывается в интервал 17–10 тыс. лет [Чепалыга и др., 2007]. Такой узкий временной диапазон не в полной мере согласуется с палеогеографическими реконструкциями. Возможно, что хронология обусловлена трудностями инструментального датирования., что неоднократно отмечалось в литературе. Отсюда возникают неопределенности надежной привязки к возрастной «линейке». В диапазоне ИКС 4–1 многими исследователями наблюдались разнообразные континентальные отложения различных генетических типов, находящиеся в сложных взаимоотношениях. А.Л. Чепалыга с соавторами построили карты, отражающие эволюцию морфологии хвалынского бассейна с указанием величин уровня моря и выделением регрессивных этапов. Сопряженность поднятия уровня Каспийского моря с развитием оледенения на севере Русской равнины обусловлена стоком талых вод из-под ледников и прорывом запруженных водоемов по механизму, детально описанному М.Г. Гросвальдом [1999] именно для указанного временного диапазона.

В верхней части хвалынских отложений установлены песчано-глинистые образования, содержащие обедненный комплекс моллюсков как морского происхождения, так и пресноводных видов. Они характеризуют мангышлакскую регрессию хвалынского моря. Радиоуглеродные датировки этих осадков укладываются в диапазон 9–10 тыс. лет [Безродных и др., 2004]. В работах В.К. Шка-

товой они отнесены к самостоятельному горизонту в составе голоцена.

Новокаспийские песчано-глинистые образования, принадлежащие к различным генетическим типам (морским, аллювиальным, эоловым, делювиальным), относятся к голоцену. Это подразделение целесообразно начинать в Прикаспии с уровня 9 тыс. лет, о чем свидетельствуют многочисленные абсолютные датировки. Такое явление указывает на некоторое запаздывание развития морского осадкообразования по отношению к океаническому разрезу, для которого подошва голоцена принимается на уровне 11 тыс. календарных лет. Морской бассейн распространялся только в узкой полосе побережий Каспия.

Таким образом, эволюция морского Каспийского бассейна в течение неоплейстоцена является довольно сложной, хотя и сохраняется традиционная последовательность морских событий. В работе В.К. Шкатовой [2007 б] обращено особое внимание на развитие регрессий в геологической истории, хотя в ее схеме существуют некоторые неопределенности. Их выделение позволяет более точно обосновать трансгрессивно-регрессивные циклы и тем самым надежно установить последовательность осадконакопления.

## Проект стратиграфической схемы плейстоцена Северокаспийской провинции

В соответствии с изложенными принципами строилась стратиграфическая схема (таблица). В ней применена исключительно местная номенклатура, при этом выделяемые свиты сопоставляются с региональными горизонтами или составляют их часть, а трансгрессивно-регрессивные циклы соотносятся с комплексами. Наиболее спорным является геологическое и особенно хронологическое положение некоторых континентальных и прибрежно-морских стратонов, материалов по которым явно достаточно с точки зрения их соотношения с морским образованиями. Главным образом применяются наименования стратонов, данные А.А. Свиточем и Т.А. Яниной, Н.Я. Жидовиновым с коллегами. Эти исследователи описали основные разрезы и представили расположение стратотипов.

*Плейстоцен* залегает на аралсорской свите, датированной поздним акчагылом (плиоценом). Апшеронский региоярус (*эоплейстоцен*) принимается в ранге комплекса. Он традиционно делится на два региоподъяруса (звена), которые в Прикаспии именуются подкомплексами. Граница между ними проводится по кровле субхрона Харамильо (990 тыс. лет), как традиционно принято для провинции [Вангенгейм и др., 1991]. Хотя эти исследователи появление таманского фаунистического комплекса помещают на рубеж 1,1 млн. лет, в основание субхрона Харамильо. Б.А. Борисов [2007], как и А.Б. Богачкин и др. [2005], опускают границу между частями эоплейстоцена на уровень 1,2 млн. лет. Видимо, первое представление лучше отвечает фактическим материалам, что отображено в предложенной стратиграфической схеме. В нижний подкомплекс включены новоказанковская, цубукская (с двумя подсвитами) и сероглазовская свиты. Они сложены главным образом глинами с прослоями глинистых песков и алевритов. Границы между ними в литологическом отношении выражены нечетко. Расчленение производится биостратиграфическим методом (по моллюскам, остракодам и спорово-пыльцевым спектрам). Расположение изученных скважин показано на карте в работах [Жидовинов и др., 1987, 1995]. Там же проведено сопоставление по ряду скважин, при этом исследовались достаточно полные разрезы, охватывающие акчагыльские и апшеронские отложения.

*Аралсорская свита* завершает разрез акчагыльского региояруса плиоцена. Стратотип описан по керну скв. 100 Аралсорской площади в интервале 316–268 м. Она сложена глинами с прослоями алевритов. Мощность изменяется в пределах 40–120 м. Породы характеризуются обедненным сообществом солоноватоводных моллюсков (*Dreissena distincta* Andr., *D. polymorpha* Pall., *D. rostriformis utvensis* (Koles.), *D. hircania* Alz.) с присутствием пресноводных форм (*Pisidium amnicum* Mull. и др.). Для остракод свойственно исчезновение большинства среднеакчагыльских видов и появление *Loxoconcha eichwaldi* Liv., *Leptocythere andrussovi* (Liv.). Установлен палинокомплекс лесного типа (березовоелово-сосновое редколесье) со значительным развитием сфагновых мхов. Состав флоры указывает на нарастание похолодания и гумидизации климата с температурами около –15°С в январе и +15°С в июле. В основании вышележащей новоказанковской свиты наблюдались маломощные пески (0,5 м), свидетельствующие о ее залегании с размывом на подстилающих отложениях. Петромагнитные данные [Богачкин и др., 2005 б] также фиксируют резкое изменение величин в этом интервале разреза.

*Новоказанковская свита* $E_1nk$ распространена на юге провинции до широты железнодорожной станции Джаныбек. Стратотип описан по керну скв. 51 (222–275 м) около пос. Ново-Казанка (в других скважинах мощность увеличивается до 130 м). Она сложена переслаивающимися глинами, алевритами и песками. Первые часто содержат гнезда пирита. Вверх по разрезу нарастает карбонатность.

**Таблица.** Предлагаемая стратиграфическая схема плейстоцена Североприкаспийской провинции

| Общая стратиграфическая шкала * | | | | | Изотопно- кислороднаяшкала * | | Общая магнитостратиграфическая шкала ** | | | | Стратиграфическая схема квартера центра Европейской России *** | Прикаспийская провинция | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | | | | Комплексы, подкомплексы | Серии, свиты, стратогены |
| система | надраз-дел | раздел | звено | ступень | стадии | тыс. лет | хроны | полярность | экскурсы | тыс. лет | горизонт | | Морские отложения / Континентальные отложения |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 / 15 |
| Четвертичная | Голоцен | | | 1 | 1 | 11 | Брюнес | | Этрурия<br>Соловки | 2,5<br>6,0 | шуваловский | Новокаспийский | новокаспийская свита **nks:**<br>верхняя подсвита (морские, эоловые, делювиальные, речные отложения на абсолютных высотах (-22) – (-25) м);<br>нижняя подсвита (морские, эоловые, делювиальные, речные отложения на абсолютных высотах (-20) – (-22) м) |
| | | | | | | | | | | | | 9 т.л. | п е р е р ы в |
| | Плейстоцен | Неоплейстоцен | Верхнее | 4 | 2 | | | | Гетеборг | 12 | осташковский | Хвалынский | мангышлакская свита **mg** (регрессивная фация) / сарпинский аллювий **sp**<br>верхнехвалынская свита $hv_2$<br>енотаевская свита **en** (регрессивная фация) / терешкинский аллювий **ter** |
| | | | | 3 | 3 | 24 | | | Моно | 25 | ленинградский | | п е р е р ы в<br>нижнехвалынская свита $hv_1$ |
| | | | | 2 | 4 | 57 | | | Лашамп<br>Стрейт | 42<br>60 | калининский | Ательский | п е р е р ы в<br>ательская свита лессовидных суглинков **at** |
| | | | | 1 | 5.1 – 5.4 | 71 | | | | | черменинский | Верхнехазарский | ахтубинские пески **ah**<br>цаган-аманская свита **zg-am** (регрессивная фация) / копановский аллювий **kp** |
| | | | | | 5.5 | 100<br>127 | | | Блейк | 100<br>114 | микулинский | | кумская свита **km** / никольский аллювий **nl** |

Продолжение таблицы

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Четвертичная | Плейстоценен | Неоплейстоцен | Среднее | 6 | 6 | 186 | Верхнее | | Баффин-Бей | 150 | московский | Хазарский | астраханская серия поли- фациальных отложений **as** | займищенский аллювий **zai** |
| | | | | 5 | 7 | 242 | | | Ямайка | 182 | горкинский | | | черноярская почва **hr** |
| | | | | 4 | 8 | | | | Fram Strait | 260 | вологодский | | п е р е р ы в | сингильская серия **sn** (озерные, аллювиальные отложения) |
| | | | | 3 | 9 | 301 | | | | 315 | чекалинский | | волжская свита **vl** | |
| | | | | | | | | | Calabrian Ridge I | | | | гюргянская свита **grk** | |
| | | | | 2 | 10 | 334 364 | | | | | калужский | | п е р е р ы в | |
| | | | | 1 | 11 | | | | Левантин | 340 | лихвинский | | урунджикская свита **ur** | |
| | | | | | | | | | Коробец | 400 | | | | п е р е р ы в |
| | | | Нижнее | 8 | 12 | 427 | | | Эмперор | 460 | окский | Бакинский | волгоградская свита **vg** | тарлыкский аллювий **tr** |
| | | | | 7 | 13 | 474 | | | Calabrian Ridge II | 510 | икорецкий | | бакинская свита: верхняя подсвита $b_2$ | |
| | | | | 6 | 14 | 528 | | | | | навлинский (демшинский) | | перерыв (обмеление) | |
| | | | | | | | | | Биг-лост | 560 | | | нижняя подсвита $b_1$ | |
| | | | | 5 | 15 | 568 | | | | | мучкапский | | грачевская свита **gr** (лагунные отложения) | |
| | | | | | | | | | La Palma | 600 | | | | |
| | | | | 4 | 16 | 621 | | | | | донской | | п е р е р ы в | богородская серия лессовидных суглинков **bg** |
| | | | | 3 | 17 | 659 | | | Дельта | 680 | моисеевский | Тюркянский | шабенирская серия **shb:** уланхольская свита **uh** береговая свита **br** полынная свита **pl** | |
| | | | | 2 | 18 | 712 | | | | | сетуньский | | | |
| | | | | 1 | 19 | 760 787 | | | | | покровский | | | |

Окончание таблицы

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | | 14 | 15 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Четвертичная | Плейстоцен | Эоплейстоцен | Верхнее | | 20 | 816 | | | | | петропавловский | Апшеронский | верхний | замьяновская свита **zm** | ершовская серия лессовидных суглинков **er**: новорепнинская свита **nr** алтатинская свита **al** логиновская свита **lg** томилинская свита **tm** |
| | | | | | 21 | | | | Камикат-Сура | 850 | кривицкий | | | | |
| | | | | | 22–26 | 865 | | | Санта-роза | 938 | | | | | |
| | | | Нижнее | | 27–30 | | | | Хара-мильо | 990 | | | | сероглазовская свита **sr** | |
| | | | | | 31–34 | | | | Пунаруу | 1070 | | | | | |
| | | | | | | | | | Кобб-Маунтин | 1110 | | | | цубукская свита **cb** (две подсвиты) | |
| | | | | | | | | | | 1190 | | | | | |
| | | | | | | | | | Ontang I | 1370 | | | | | |
| | | | | | 35–63 | | | | Java II | 1440 | толучеевский | | | | |
| | | | | | | | | | Гилза | 1680 | | | | новоказанковская свита **nk** | |
| | | | | | | | | | Врика | 1805 | | | | | |
| Неоген | Плиоцен | | | | | | | | Олдувей | 1820 | | | | аралсорская свита **ar** | |

Примечание: использованы данные: *)Б.А.Борисова [2007]; **) Г.А.Поспеловой [2002], В.Ф.Салтыкова и Г.А.Поспеловой [2002 а, б]; ***) С.М.Шика и др. [2004], Ю.И.Иосифовой и др., [2006], С.М.Шика и др. [2006], С.М.Шика [2008]

Породы вмещают обедненное сообщество солоноватоводных моллюсков *D. carinatocurvata* Sinz., *D. polymorpha* Pall., *D. bakuana* Andr. и остракоды *Paracyprideis naphatscholana* (Liv.), *Caspiocypris candida* (Liv.), *Leptocythere andrussovi* (Liv.) и более редкие *Cryptocyprideis bogatschovi* (Liv.). Установлен спорово-пыльцевой спектр лесного типа, сходный с аралсорским, но с отсутствием пыльцы Tsuga и резким увеличением пыльцы вересковых сем. Ericaceae. Климат умеренно холодный – около –10°С в январе и + 16–20°С в июле. Палео- и петромагнитные характеристики приводятся в работе [Богачкин и др., 2005 б]. В этой статье указано, что в верхней части разреза мощностью 90 м в скв. 15, расположенной в Астраханской области, к югу от скв. 512, выделен палинокомплекс лесостепного типа, в котором отмечено появление пыльцы широколиственных деревьев, свидетельствующей о потеплении климата. Этому интервалу разреза свойственны существенные изменения ряда петромагнитных величин.

*Цубукская свита $E_1cb$* имеет широкое распространение в провинции. Стратотип описан по разрезу скв.123 (326–478 м) около пос. Замьяны в Астраханской области, а в качестве гипостратотипа принят разрез в скв. 512 (180–251 м). В составе преобладают зеленовато-серые глины в различной степени карбонатные с прослоями алевритов и песков. Породы вмещают достаточно однообразное сообщество солоноватоводных моллюсков и остракод. С определенной условностью по биостратиграфическими данным Н.Я.Жидовинов и соавторы разрез подразделяют на две части: нижняя подсвита находится в интервале 478–326 м и верхняя – в интервале 326–246 м (скв.123). В породах широко распространены моллюски *Parapscheronia raricostata* (Sjoegr.), *Pseudocatillus isseli* (Andr.), *Leidacnoides bakuanus* (Andr.), в мелководных фациях отмечены виды родов *Dreissena*, *Adacna*, *Monodacna*, *Micromelania*.

В нижней подсвите встречены солоноватоводные остракоды *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *Caspiocypris candida* (Liv.), *Paracyprideis naphtatscholana* (Liv.), *Leptocythere andrussovi* (Liv.), *Loxoconcha eichwaldi* Liv. Породы охарактеризованы палинокомплексом лесостепного типа. Среди древесных преобладает пыльца *Pinus*, *Betula*, появляется пыльца широколиственных деревьев *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Acer*, *Fraxinus*, сокращается количество пыльцы Ericaceae, отмечаются споры мхов и папоротников. В верхнем стратоне разнообразие фауны моллюсков и остракод более широкое, при этом среди последних установлены многочисленные теплолюбивые рода. В верхах разреза возрастает число пресноводных форм. Палинокомплекс аналогичен таковому в нижнем подразделении, отличаясь повышенным содержанием пыльцы степных представителей, среди которых встречаются различные травы. Климат цубукского времени умеренно теплый с температурами в январе около –5°С и +22–24°С в июле. В конце диапазона отмечается аридизация, на что указывает возрастание содержания маревых и обеднение состава древесных. В скв. 15 вскрыт разрез мощностью 100 м (412–310 м), в котором также установлен палинокомплекс лесостепного типа. По петромагнитным данным породы четко отделяются от нижележащего подразделения.

*Сероглазовская свита $E_1sr$* завершает разрез среднего апшерона и нижнего подрегиояруса (нижнего звена эоплейстоцена). Стратотип описан по скв. 55 (41–98 м), расположенной около пос. Урда, а также по скв. 40 (34–60 м). Свита сложена зеленовато-серыми глинами с прослоями алевритов и песков. В низах преобладают алевриты, которые сменяются глинами, среди которых отмечен прослой мелкозернистых песков (интервал 47–60 м в скв. 55). Подобное чередование пород отмечено и в разрезе скв. 40. На границе с цубукскоЛй свитой в основании описываемого стратона наблюдаются пески. В скв. 15 вскрыта мощность 42 м (инт. 320–252 м). В кровле фиксируется размыв.

В сероглазовских породах вымирает большинство среднеапшеронских форм фауны. Широкое развитие получают двустворчатые моллюски (дрейссены) и брюхоногие (валваты). Остракоды образуют обедненное сообщество. Встречены *Parapschoeronia eurydesma* (Andr.), *Monodacna laevigata* Andr., *Pseudocatillus dubius* Andr. и другие. Установлен палинокомплекс степного типа с преобладанием трав (маревых, разнотравья, злаковых), количество пыльцы древесных незначительно. Климат сохраняется умеренно теплым с тенденцией к аридизациии – температуры в январе около –10°С, в июле – +15°С.

*Замьяновская свита $E_2zm$* соответствует верхнему региоподъярусу (верхнему звену эоплейстоцена). Стратотип описан по разрезу скв. 123 (инт. 110–140 м) около с. Замьяны. В основании прослеживаются разнозернистые пески (до 1 м). Выше находятся слабоизвестковистые глины с редкими прослоями алевритов и песков. Мощность варьирует в пределах 30–150 м. Среди моллюсков преобладают солоновато- и пресноводные формы родов *Dreissenna*, *Micromelania*, *Caspia*, *Valvata*, встречаются *Apscheronia propinqua* Eichw., характерные для верхнего апшерона Прикаспия. Отмечаются единичные солоноватоводные остракоды *Leptocypris reniformis* (Liv.), *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *C. gracilis* (Liv.), *Caspiocypris filona* (Liv.), *C. mandelstami* (Liv.), *Leptocythere bakuana* (Liv.), появляются холоднолюбивые виды *Cytherissa lacustris* Sars. Установлен спорово-пыльцевой спектр степ-

ного типа с господством сем. Chenopodiaceae при сокращении количества пыльцы злаковых и разнотравья. Все это свидетельствует о дальнейшей аридизации и похолодании климата – рассчитанные температуры соответствуют величинам от – 2о до –16оС в январе и от +14 до +21оС в июле.

Н.Я. Жидовинов с коллегами реставрировали климатическую обстановку для времени формирования каждой свиты. Разрез эоплейстоцена начинается с развития тундростепей в новоказанковское время, выше наблюдались вариации холодных степей, прерываемых появлением лесной флоры на границах свит. В цубукское время отмечен максимум теплого климата, который к концу эоплейстоцена становится все более холодным. Подобное же явление выявляется при сопоставлении петромагнитных характеристик и седиментационных циклов [Богачкин и др., 2005 б]. Согласно приведенным данным, трансгрессия в новоказанковское время была прерывистой (уровень моря колебался в интервале +50–100 м). На границе с цубукским диапазоном он падал до –50 м, но затем быстро поднимался до величин примерно +75 м. В сероглазовское время он снова уменьшался до –25 м. В течение формирования замьяновской свиты уровень бассейна возрастал до положительных величин, но затем убывал до –50 м. Эти исследователи отмечают, что границы подразделений обычно совпадают с уровнями максимального развития регресссий, к которым приурочены прослои песков или алевритов. В течение эоплейстоцена они зафиксировали три петромагнитных циклита.

На возвышенных склонах Заволжья отлагались лессовидные отложения с плохо выраженными погребенными почвами и разнофациальные образования. Э.А. Молостовский и А.А. Жариков [2004] на основе анализа собственных и опубликованных материалов породы рассматриваемого временного интервала относят к ершовской свите в прибортовой части Прикаспийской синеклизы и к заволжской свите в районе Жигулевско-Пугачевского свода, хотя сами же отмечают сложные фациальные взаимоотношения между ними и трудности их обособления. Они отличаются только своими ареалами. Видимо, целесообразно перевести эти сложнопостроенные подразделения в ранг *ершовской серии Eer*, соответствующей всему объему эоплейстоцена. В то же время эти исследователи предлагают выделять внутри первой своей свиты два подразделения: нижнее включает аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения (подсыртовые пески) мощностью до 15 м, соответствующие цубукской свите; и верхнее, сложенное озерными, озерно-болотными глинами с погребенными почвами мощностью до 70 м. Они сопоставляются с сероглазовской и замьяновской свитами. Такое деление предполагается для бортовой зоны Прикаспийской впадины.

Для северной части Прикаспия давно известны *новорепнинский лимно-аллювио-мариний* (аналог замьяновской свиты), *алтатинский аллювиомариний* (аналог сероглазовской свиты), *логиновский аллювиомариний* (аналог цубукской свиты) и *томилинский аллювий* (аналог новоказанковской свиты) [Решения, 1986]. Их стратотипы и гипостратотипы находятся у с. Ново-Репное, г. Красный Кут, с. Алтата, с. Логиновка. Однако существующее описание подразделений является недостаточным и границы часто проводятся условно. Этот вопрос обсуждается в течение всего 20 столетия. Явно необходимы новые детальные исследования. Здесь, видимо, присутствует сложно построенный комплекс прибрежно-морских и континентальных отложений. Палео- и петромагнитные характеристики приведены в работах [Богачкин и др., 2005 а, б; Молостовский, Жариков, 2004].

**Неоплейстоцен** подразделяется на 7 комплексов в соответствии с описанными трансгрессивно-регрессивными циклами прикаспийского морского бассейна, с которыми сопоставляются континентальные отложения. Объемы комплексов в целом совпадают со звеньями общей стратиграфической шкалы, но их границы несколько отличаются. Аналогично наблюдаются определенные несовпадения со стратонами региональной схемы. Это обусловлено, по-видимому, недостаточностью абсолютных датировок и слабой детальностью проведенных исследований.

**Нижнее звено** включает два комплекса: тюркянский и бакинский. В отличие от существующих схем, где первый рассматривается в ранге горизонта, разумнее рассматривать его в ранге «комплекса», так как в его составе давно известны разнофациальные отложения, возраст некоторых из них весьма слабо обоснован палеонтологическими материалами.

Озерные, аллювиальные и делювиальные образования, для которых свойственна прямая магнитная полярность, следует относить к *шабенирской серии* – термин, введенный в работе [Решение, 1986]. В.М. Седайкин [1991] проанализировал разнообразные сведения, полученные в результате изучения керна многочисленных скважин, расположение которых показано на обзорной карте в этой статье. В скв. 51 (к западу от с. Сероглазовка) в интервале 133–165 и 117–133 м вскрыты русловые серые мелкозернистые косослоистые пески с обломками известняков и кремней в первом интервале и темно-серые песчанистые глины с пресноводными моллюсками *Dreissena distincta* (Andr.), *D. polymorpha* Pall., *Viviparus* sp., *Unio* sp. во втором. Общая мощность составляет 48 м.

В.М. Седайкин относил их к тюркянским отложениям. Они залегают на глубинах с абсолютными высотами ниже –100 м. Очевидно, следует изменить указанное наименование. Предлагается называть этот стратотон *полынной свитой Ipl*, так как стратотип в скв. 51 располагается между с.с. Сероглазовка (на востоке) и Полынное (на западе).

На более высоких отметках континентальный разрез представлен песчанистыми глинами, относимыми В.М. Седайкиным к делювиальному генетическому типу. В их нижней части обнаружены остатки *D. polymorpha* Pall., *Viviparus* sp. и остракоды *Ilyocypris bradyi* Sars., *Candoniella albicans* (Brady), *Cypria* sp. В инт. 108–111 м (скв. 123) встречены костные остатки мелкого грызуна. Мощность отложений варьирует в пределах 2–28 м. В инт. 93–100 м (скв. 123) отобранным образцам свойственна прямая намагниченность, тогда как в нижележащих апшеронских образованиях фиксируется обратная. В схеме 1983 г. [Решение, 1986] эти глины именуются шабенирскими. Принимая во внимание расположение стратотипа около с. Береговое, предлагается считать их *береговой свитой Ibr*, являющейся аналогом аллювиальной полынной свиты.

В южных районах (к югу и юго-западу от Астрахани) в скважинах 1 (258–333 м) и 2 (215–245 м) к тюркянским слоям отнесены пески, переслаивающиеся с алевритами и глинами, содержащими раковины пресноводных моллюсков *Cyprideis littoralis* Brad. и остатки наземной растительности. Их мощность составляет 35–75 м (в статье А.Б. Богачкина и др. [2005 а] указано, что она достигает 140 м). Для пород характерна прямая намагниченность. Сокращенная мощность в скв. 2 обусловлена размывом в раннебакинское время с развитием песков, принадлежащих к прибрежно-морской фации в основании бакинских образований. Их можно выделить в качестве *уланхольской свиты Iuh*, так как скважины находятся на площади между пос. Улан-Хол и Каспийский. Необходимость выделения подразделения диктуется большой мощностью, отличными литологическими признаками и другим ареалом развития по сравнению с вышеописанными стратонами. Видимо, они представляют озерно-аллювиальный генетический тип, который появился перед началом бакинской трансгрессии. В скв. 15 (190–88 м) (около Астрахани) на апшеронских образованиях залегают темно-серые глины, в основании которых развиты мелкозернистые пески (до 5 м), к которым приурочены резкие изменения петромагнитных параметров [Богачкин и др., 2005 б]. Авторы относят эти глины к нижнему баку на основании обнаружения моллюсков *Dreissena pontocaspia* и остракод *Bacunella dorsoarcuata* (Zal.) и *Leptocythere resupina* Step. Породы обладают прямой намагниченностью.

Таким образом, в предлагаемую шабенирскую серию включаются аллювиальная полынная, озерно-аллювиальная уланхольская и делювиальная береговая свиты, находящиеся в сложных взаимоотношениях, которые до конца остались невыясненными. Именно этими причинами вызвана необходимость выделения крупного подразделения в ранге «серии». Все эти стратоны характеризуют временной диапазон перед наступлением бакинской трансгрессии, но после завершения апшеронского морского бассейна. Эта серия сопоставляется с покровским, сетуньским и моисеевским горизонтами региональной схемы.

На площади Саратовского Заволжья континентальным аналогом шабенирской серии выступает *богородская серия Ibg* лессовидных суглинков и песчаных глин с плохо выраженными погребенными почвами общей мощностью до 20 м. Предложение Э.А. Молостовского и А.А. Жарикова [2004] о наименовании подразделения «вершинской свитой» неприемлемо, так как она сопоставляется авторами с ранее выделяемым тюркянским горизонтом и нижнебакинским подгоризонтом, т. е. охватывает продолжительность до 260 тыс. лет, что вряд ли правомерно. Указанное в таблице положение богородской серии укладывается в интервал 787–621 тыс. лет, когда происходила неоднократная смена климатических обстановок. Она имеет сложное строение. В породах установлена прямая полярность.

Стратотипом может служить разрез в скв. 202 (около с. Богородское, к северу от г. Пугачева). Здесь в основании залегают породы с повышенной магнитностью (80–90·$10^{-5}$ ед. СИ), к верхам разреза наблюдается падение величин в 3–4 раза [Молостовский, Жариков, 2004]. В основании серии четко фиксируется смена полярности от хрона Матуяма к хрону Брюнес. Э.А. Молостовский и А.А. Жариков мощность серии оценивают величинами от 18 до 50 м. Эти исследователи указали на изменение литологии пород. На юге Саратовского Заволжья преобладают глины с разным количеством алевритовой и песчаной размерностей. К северу преобладают исключительно желто-бурые глины и лессовидные суглинки с горизонтами погребенных почв. Верхняя часть разреза обычно размыта, о чем свидетельствует появление рассеянного гравийно-щебенистого материала.

Наиболее существенное изменение претерпевают представления о геологическом положении бакинского комплекса, как отмечалось выше. В его состав включается *грачевская свита Igr* лагунных (аллювиально-морских) отложений, кратко описанных в ряде скважин. В разрезе скв. 156 (в Калмыкии) выделен смешанный солоновато-пресноводный комплекс моллюсков *Didacna* cf.

*parvula* Nal., *D.* cf. *catillus* Eich., *Dreissena disticta* (And.), *Dr. polymorpha* Pall., *Vivaparus duboiisianus* Mouss. и переотложенные раковины апшеронских видов. В основании залегают пески с галькой песчаников, выше сменяемые темно-серыми глинами. Эти данные впервые описаны В.К. Шкатовой [1973] в подошве разрезов около с.с. Никольское и Черный Яр и включены в схему 1983 г. [Решение, 1986]. Мощность оценивалась в 5–6 м, но В.М. Седайкин [1991] приводил величину до 22 м. Стратотип расположен в 5 км к югу от пос. Грачи, в качестве гипостратотипа можно принять разрез по скв. 156. В подошве разрезов около с.с. Никольское и Черный Яр присутствие вида *D. parvula* свидетельствует о расположении грачевской свиты под типично бакинскими морскими образованиями [Свиточ, Янина, 1997]. В скв. 1, 2 и 4 [Богачкин и др., 2005 а] также в основании были встречены пески (инт. 185–175 м, скв. 1; инт. 215–200 м, скв. 2; инт. 195 –188 м, скв. 4 в районе р. Кума). Она развита локально, тогда как в скв. 15 мощность песков не превышает 5 м, выше которых располагаются морские темно-серые глины.

Бакинские морские отложения со следами перерыва в основании залегают на разнообразных породах от сарматских известняков, акчагыльских и апшеронских глин до аллювиальных песков с галькой в долине Волги и лессовидных суглинков на водоразделах (видимо, принадлежащих богородской серии). Хотя А.А. Свиточ и Т.А. Янина выделяют единую *бакинскую свиту Ib*, тем не менее они обозначают два комплекса молюсков: нижний *Didacna catillus – D. rudis* (максимум трансгрессии) и верхний *Dreissena polymorpha*, соответствующий времени ее завершения. Учитывая вероятность кратковременного перерыва осадконакопления (или обмеления моря), в таблице бакинская свита подразделяется на две подсвиты.

Хронологическое сооношение стратонов можно наметить в соответствии с вышеописанными соображениями. Тогда грачевская свита развивалась в первой половине мучкапского времени, т. е. после окончания ИКС 16, и отвечает нижней части ИКС 15. Нижнебакинская подсвита соотносится с мучкапским горизонтом (ИКС 15), захватывая начало навлинского (демшинского) похолодания (ИКС 14). После его завершения развивается новая трансгрессия с формированием верхнебакинской подсвиты, сопоставляемой в основном с икорецким горизонтом (ИКС 13). Регрессии бассейна соответствуют *волгоградские Ivg* пески и глины мощностью до 25 м и стратотипом на восточном склоне Ергеней [Решение, 1986]. Они соотносятся с началом окского похолодания (ИКС 12). Многочисленные разрезы описаны в работах [Свиточ, Янина, 1997, 2007; Свиточ, 2007]. В качестве стратотипа обычно принимается разрез Гора Бакинского яруса (Азербайджан), с которым сопоставляются отложения данного возраста, изученные на территории Астраханской и Волгоградской областей, Калмыкии и Дагестана. Палео- и петромагнитные свойства изложены в работах [Богачкин и др., 2005 а, б], где показано, что между подсвитами располагается интервал с обратной полярностью.

Континентальным аналогом морских образований можно принять *тарлыкский аллювий Itr*, слагающий IV надпойменную террасу долины Волги. Стратотип расположен на р. Тарлык (Саратовское Заволжье). Его описание выполнено весьма кратко. Ранее [Решение, 1986] эти отложения мощностью до 45 м называли федоровским аллювием (в основном пески) со стратотипом около с. Федоровка. По рангу эти отложения, вероятно, соответствуют серии, которая сопоставляется с мучкапским, демшинским и икорецким горизонтами региональной схемы. На водоразделах, по-видимому, существовали делювиальные образования и погребенные почвы, но они плохо изучены, вследствие чего их отделение от нижележащих подобных пород ничем не обосновывается.

**Среднее звено неоплейстоцена** в Прикаспии соответствует одному хазарскому комплексу. В морских отложениях выделяются две свиты. Нижняя, *урунджикская IIur*, характеризуется двумя комплексами моллюсков: ***D. eulachia*** *– D. colossea – D. rudis celekenia* (в низах) и ***D. kovalevskii*** *– D. nalivkini – D. subpyramidata* (в верхах) [Свиточ, Янина, 1997] (жирным шрифтом отмечены типовые виды). Эти палеонтологические данные позволяют рассматривать отложения в качестве двух подсвит. В основании свиты залегает пласт ракушняка совместно с песками и галькой. В литологическом составе различаются пески, алевриты, глины с прослоями известняков общей мощностью до 60 м. Кровля свиты размыта. Выше залегают пески с гюргянскими моллюсками. Стратотипом служит разрез Мишовдаг на р. Куре в Дагестане [Свиточ, Янина, 1997]. Эти отложения наблюдались также на территории Северного Прикаспия, но с уменьшением мощностей.

Выше располагается *гюргянская свита IIgrk*, широко развитая в провинции. Наиболее полный разрез изучен в обрывах долины Волги севернее с. Сероглазовка, где выделены три комплекса моллюсков (снизу вверх): *D. subpyramidata – D. pallasi, D. shuraosenica – D. nalivkini и D. paleotrigonoides – D. nalivkini* [Свиточ, Янина, 1997], а также присутствуют характерные виды остракод. Эти отложения можно расчленять на три подсвиты. На западном побережье Каспия хорошо прослеживаются раннехазарские террасы на абсолютных

высотах 160–170, 140–150, 120–130, 100–105 м. Представленные данные свидетельствуют о прерывистости развития морского бассейна. Мощности значительно варьируют в пределах 10 м. Палеомагнитная характеристика морских отложений приведена в работе [Богачкин и др., 2005 а].

К северу морские отложения сменяются волжским *мариноаллювием IIvl* со стратотипом у с. Никольское [Шкатова, 1973]. В основании наблюдается слой железо-марганцевых стяжений и галек с массой костных остатков крупных млекопитающих и переотложенных раковин моллюсков, помещенных в песчано-алевритовый матрикс. Список этой волжской фауны приведен в работе В.М. Седайкина [1991]. Общая мощность составляет около 10 м. Выше они покрываются песчаными глинами с погребенными почвами.

В континентальном разрезе следует выделять *сингильскую свиту IIsn*, представленную озерными глинами с раковинами пресноводных моллюсков, которые также вмещают костные остатки млекопитающих сингильского фаунистического комплекса, который сопоставляется с лихвинским горизонтом стратиграфической схемы Европейской России. Эта свита, очевидно, является одновозрастной с урунджикским стратоном в морском разрезе. Выше многие исследователи помещают *черноярскую почву IIchr*, на которой залегает *займищенский аллювий IIzai*, слагающий III надпойменную террасу долины Волги. Здесь же расположены стратотипы у пос. Нижнее Займище и Черный Яр. В некоторых речных долинах обнаружен погребенный аллювий, который, вероятно, относится к сингильской свите. Эти континентальные образования (IIzai и IIchr) предлагается объединить в *астраханскую серию IIas*, в составе которой наблюдаются и другие полифациальные осадки. В литературе одни исследователи (А.А. Свиточ и Т.А. Янина) эти отложения относят к черноярской свите, а другие [Решение, 1986; Шкатова, 2007 б] описывают отдельно астраханские пески и алевриты, черноярскую почву и займищенский аллювий.

Надо подчеркнуть, что хазарский комплекс является сложно построенным и недостаточно хорошо изученным, особенно в стороне от стратотипов. Вследствие этого расположение местных подразделений относительно временной «линейки» и океанических ИКС не является строго доказанным. Однако ясно, что урунджикская и сингильская свиты начинают лихвинский горизонт региональной схемы (ИКС 11). При этом первый стратон заканчивается в основании ИКС 10 (калужский горизонт), хотя нижняя граница, вероятно, не совсем совпадает. Гюргянская свита соответствует чекалинскому горизонту (ИКС 9), а волжские слои – нижней части вологодского горизонта (ИКС 8), тогда как верхняя часть последнего приходится на перерыв осадконакопления в Прикаспии. Сингильскую свиту следует соотносить с нижнехазарскими стратонами, хотя можно предполагать возможность более дробного деления. Астраханская серия соответствует горкинскому и московскому горизонтам (ИКС 7 и 6), при этом черноярская почва, очевидно, будет находиться в первом региональном подразделении, а займищенский аллювий будет захватывать часть ИКС 7 и часть ИКС 6. Последующие исследования площадного характера позволят внести необходимые коррективы и уточнить предлагаемую схему.

**Верхнее звено неоплейстоцена.** В разрезе различаются два морских комплекса (верхнехазарский и хвалынский) и разделяющий их ательский комплекс континентальных отложений. Особенностью верхненеоплейстоценовых образований в Северо-прикаспийской провинции, которая в той или иной степени проявлена и в более древние времена, является разделение морских образований на две части, приуроченных к низам и верхам верхнего звена с расположением между ними континентальных лессовидных суглинков. При этом ранние отложения верхнего хазара развиты только на юге района, тогда как хвалынские породы получили намного большее распространение. Это подчеркивает характер эволюции каспийских бассейнов во времени.

Морские верхнехазарские осадки по моллюскам можно разделить на две половины: в нижней преобладают гюргянские виды *D. nalivkini*, тогда как в верхней руководящими формами являются *D. surachanica* и *D. subcrassa* [Свиточ, Янина, 1997]. В составе доминируют глины. В поздней работе эти исследователи подробно описали изученные разрезы в Прикаспии, на основании чего представили составной лектостратотип в Нижнем Поволжье и парастратотип в Дагестане [Свиточ, Янина, 2007]. В опорном разрезе Сероглазовка породы залегают с глубоким размывом на нижнехазарских слоистых алевритах. Учитывая распространение морских глин исключительно на юге провинции, предлагается именовать их *кумской свитой IIIkm* по разрезу на р. Кума в Северном Дагестане.

В северных районах морские глины замещаются песками и алевритами регрессивной *цаганаманской свиты IIIzgam*, содержащими смешанный комплекс солоновато- и пресноводных моллюсков с присутствием вида-индекса *D. surachanica*. Эти данные позволили исследователям относить отложения к регрессивной фации верхнехазарского бассейна. Верхняя часть песков деформирована мерзлотными процессами [Шкатова, 1973]. В континентальных условиях развивался *никольский аллювий IIInl* (косослоистые пески с раковинами пресноводных моллюсков), прослеживаемый к

югу до цаган-аманский мариноаллювия и даже до морских кумских глин. Здесь обнаружены костные остатки никольской фауны млекопитающих. В работе [Решение, 1986] выше по разрезу помещали *копановский аллювий IIIkp*. Возможно, что это единая аллювиальная свита, слагающая II надпойменную террасу, но изученная в разных местах под собственными названиями. Тем более что опорные разрезы у с. с. Никольское и Копановка находятся по соседству. Тем не менее, В.К. Шкатова [2007 б] выделяет два породных комплекса: нижний никольский и верхний копановский.

Геологическое положение описанных стратонов многими исследователями трактуется практически однозначно: кумские глины соответствуют микулинскому горизонту (ИКС 5.5 или 5.5e), регрессивная цаган-аманская свита – черменинскому горизонту (ИКС 5.1 – 5.4). С ними соотносятся аллювиальные свиты.

Точно так же определенную позицию занимают лессовидные суглинки *ательской свиты IIIat*, распространенные в Прикаспии. Они выступают в качестве четко выраженного стратиграфического репера в верхнем звене неоплейстоцена Прикаспия. В них отмечаются погребенные почвы и следы криотурбаций. Эти породы соответствуют значительному похолоданию климата и на этом основании они соотносятся с калининским горизонтом (ИКС 4). А.Л. Чепалыга с коллегами [2007] для ательского времени указывают падение уровня морского бассейна до абсолютных отметок –120 м, который занимал среднюю и южную части современного Каспийского моря, что в 2,5 раза меньше настоящих контуров. Некоторые исследователи в основании нередко наблюдали *ахтубинские пески IIIach* небольшой мощности. А.А. Свиточ и Т.А. Янина [2007] в качестве лектостратотипа ательской свиты предлагают разрез в 3 км к югу от пос. Черный Яр. Здесь они описали породы мощностью 15 м. Однако верхняя граница не является вполне ясной, что связано с хронологией нижнехвалынских шоколадных глин. Судя по имеющимся радиоуглеродным датировкам, их возраст не древнее 17 тыс. лет, т. е. породы соответствуют части осташковского горизонта, подошва которого принимается на уровне 24 тыс. лет. Но в этом случае возникают некоторые противоречия в палеогеографических реконструкциях.

Хвалынский комплекс расчленяется на ряд подразделений более низкого ранга. После завершения ательского похолодания уровень морского бассейна резко и быстро поднимался до величины +50 м, его площадь была в 2,5 раза больше современных контуров. А.Л. Чепалыга с коллегами считают, что это было самое большое по амплитуде изменение уровня моря. В нем отлагались характерные породы – шоколадные глин *нижнехвалынской подсвиты IIIhv1*. А.А. Свиточ и Т.А. Янина [1997] в них выделяют три комплекса моллюсков (снизу вверх): *Dreissena polymorpha – Adacna, Didacna protracta – D. parallela – D. trigonoides, D. trigonoides – Dreissena polyvorpha*, отнесенных к одной подзоне *catillus – trigonoides*, причем смена фауны происходит довольно постепенно. Вверх по разрезу в глинах появляется примесь сначала алевритового, а затем и песчаного материала, свидетельствующего об обмелении морского бассейна. В итоге формируется регрессивная *енотаевская свита* (или подсвита) *IIIen* песчано-глинистых пород мощностью до 15 м, в которых обнаружены раковины хвалынских моллюсков. Выше располагается *верхнехвалынская подсвита* $IIIhv_2$, представленная чередованием песков, алевритов и глин, причем пески приурочены к низам разрезов. Для них А.А. Свиточем и Т.А. Яниной установлен комплекс моллюсков *Didacna praetrigonoides*. Для всего хвалынского горизонта эти исследователи указывают составной лектостратотип, охватывающий многие разрезы Нижнего Поволжья. Между подсвитами они предполагали перерыв осадконакопления, выраженный в развитии маломощного слоя субаэральных отложений.

Следует отметить, что в работе А.Л. Чепалыги с коллегами выделен среднехвалынский бассейн с уровня моря +22 м и площадью, чуть меньшей по сравнению с IIIhv1. Однако детального стратиграфического обоснования ими не представлено. Другие исследователи приводят иные величины уровня моря. Позднехвалынский бассейн продолжал сокращаться до нулевой отметки уровня моря, но оставался больше по площади относительно современного Каспийского моря. Завершает историю рассматриваемого временного диапазона регрессия, которой соответствует *мангышлакская свита IIImg* полифациальных отложений (русловых, озерных, прибрежно-морских). Они описаны Ю.П.Безродных с коллегами [2004] мощностью до 10 м. А.А. Свиточ и Т.А. Янина отмечают появление в морских образованиях комплекса *D. praetrigonoides – D. crassa crassa – D. baeri*. В качестве стратотипов используются данные по изучению разрезов, расположенных на волжских обрывах к югу от Волгограда и керн скважин, пробуренных в прибрежной части Каспийского моря.

Во многих речных долинах выделяется *терешкинский аллювий IIItr*, хотя это название первоначально применялось для обозначения лиманно-аллювиальных отложений, изученных в долине р. Терешка [Решение,1986]. Тем не менее, в литературе фигурируют аллювиальные разнозернистые пески и алевриты мощностью до 45 м. На юге (в районе Сарпинских озер) эти породы мощностью до 20 м именовали сарпинскими слоями в виде

самостоятельного стратона, который формирует I надпойменную террасу. В то же время давно известно, что к северу она исчезает и сливается со II надпойменной террасой южного места ее обнаружения. Видимо, терешкинские и сарпинские отложения слагают единое аллювиальное тело. Следует отметить, что в долине Волги они сохранились в настоящее время в виде фрагментов. Тем не менее, в таблице сохранены оба термина, предполагая что сарпинский аллювий относится к его верхней части, и он характеризует углубление речных долин после кратковременной регрессии позднехвалынского моря.

**Голоцен** в Прикаспии назван туралинским комплексом, включающим отложения различных генетических типов. Его нижнюю границу предлагается проводить на уровне 9 тыс. лет, где фиксируется завершение мангышлакской свиты [Безродных и др., 2004]. Комплекс по объему соответствует *новокаспийской свите IVnk*, которая подразделяется на две подсвиты с границей на уровне 6 тыс. лет. Такая датировка обоснована многими хронометрическими данными. Обе подсвиты залегают на разных абсолютных высотах. А.А. Свиточ и Т.А. Янина [1997] в морских образованиях выделяют два комплекса моллюсков (снизу вверх): *D. trigonoides – Cerastoderma glaucum и Mytilaster lineatus – Abra – D. trigonoides – D. crassa*. Эти палеонтологические и геоморфологические данные свидетельствуют о необходимости выделения самостоятельных подразделений. В составе установлены пески различного происхождения, алевриты и глины. А.А. Свиточ и Т.А. Янина в качестве стратотипа предлагают разрез Турали в Дагестане.

## Заключение

Представленный вариант стратиграфической схемы плейстоцена для территории Североприкаспийской провинции отражает попытку увязки морских и континентальных отложений на основе анализа главным образом литературных источников. Применение термина «провинция» вместо термина «регион» позволяет использовать исключительно номенклатуру местных подразделений, что снимает многие номенклатурные недоразумения и больше соответствует требованиям Стратиграфического кодекса России. Более точное использование хронометрических сведений совместно с океаническими ИКС дает возможность расположить трансгрессивно-регрессивные циклы эволюции каспийских морских бассейнов на временной «линейке» в тысячах лет, что согласуется с палеомагнитными данными. Такой подход дает основание для сопоставления морских и континентальных образований и в целом не противоречит фактическим материалам, хотя иногда не является строго доказательным. Особо это касается границ между отдельными стратонами, которые нередко являются предположительными. Неопределенности при расчленении отмечены в тексте. Последующие исследования с получением новых материалов позволят детализировать и модернизировать представленную стратиграфическую схему плейстоцена Североприкаспийской провинции.

Автор с удовольствием выражает свою благодарность С.М. Шику за ряд справедливых замечаний, принятие которых улучшили первоначальный вариант статьи.

## Литература

*Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др.* Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Прикаспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114–124.

*Богачкин А.Б., Гребенюк Л.В., Гришанов А.Н. и др.* Магнитостратиграфия плейстоценовых отложений Прикаспия // Недра Поволжья и Прикаспия. 2005 а. Вып. 42. С. 23–35.

*Богачкин А.Б., Гребенюк Л.В., Гришанов А.Н., Молостовский Э.А.* Палео- и петромагнетизм плиоплейстоценовых отложений Прикаспия (по материалам опорной скв. 15) // Недра Поволжья и Прикаспия. 2005 б. Вып. 44. С. 28–36.

*Борисов Б.А.* Дальнейшее усовершенствование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. Мат. Всерос. сов. М: ГЕОС. 2007. С. 16–19.

*Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И. и др.* Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 41–52.

*Гросвальд М.Г.* Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики (опыт геоморфологического анализа палеогидрологических систем материка). М: Научный мир. 1999. 120 С.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб: ВСЕГЕИ. 2000. 112 с.

*Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Коваленко Н.Д., Федкович З.Н.* Описание стратотипов акчагыла и апшерона Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия // Вопр. стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Саратов: СГУ. 1987. С.84–96.

*Жидовинов Н.Я., Федкович З.Н., Коваленко Н.Д.* Новые данные по стратиграфии верхнего плиоцена и эоплейстоцена Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 73–80.

*Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Писарева В.В., Семенов В.В.* Верхний Дон как страторегион среднего

плейстоцена Русской равнины // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб: Недра. 2006. С. 41–84.

*Молостовский Э.А., Жариков А.А.* Детальная стратиграфия и магнитостратиграфия плейстоценовых отложений Нижнего и Среднего Поволжья и Прикаспия // Недра Поволжья и Прикаспия. 2004. Вып. 37. С. 9–14.

*Поспелова Г.А.* О геомагнитных экскурсах // Физика Земли. 2002. № 5. С.30–41.

Решение 2-го межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.:ВСЕГЕИ. 1986. 157 с.

Решение бюро РМСК по центру и югу Русской платформы (10.09.1998 г.) // Постановления МКС и его постоянных комиссий. СПб: ВСЕГЕИ. 1999. Вып. 31. С.26–29.

*Романов А.А., Кармишина Г.И., Кузнецова Н.И. и др.* Проблемы расчленения и корреляции плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья // Проблемы геологии Ю.Урала и Н.Поволжья. Саратов: СГУ. 1991. С. 92–110.

*Салтыков В.Ф.* Тектоно-геоморфологические принципы районирования Русской равнины по типам разрезов четвертичных отложений // Недра Поволжья и Прикаспия. 2005. Вып. 41. С. 10–18.

*Салтыков В.Ф.* Методологические аспекты создания стратиграфической схемы квартера Североприкаспийской провинции // Недра Поволжья и Прикаспия. 2007. Вып. 51. С. 32 –48.

*Салтыков В.Ф., Жариков А.А.* Четвертичная история развития долины реки Терешки // Геология Русской плиты и сопредельных территорий на рубеже веков. Мат. Всеросс. научной конф. Саратов: изд-во «Колледж». 2000. С. 18–19.

*Салтыков В.Ф., Поспелова Г.А.* Уточнение возраста геомагнитных экскурсов хрона Брюнес // Проблемы геологии Европейской России. Мат Всеросс. научно-практ. конф. Саратов: Научная книга. 2002 а. С. 57–58.

*Салтыков В.Ф., Поспелова Г.А.* Палеомагнитная шкала хрона Матуяма // Проблемы геологии Европейской России. Мат Всеросс. научно-практ. конф. Саратов: Научная книга. 2002 б. С. 58–59.

*Свиточ А.А.* Уровень Каспия в плейстоцене (иерархия, положение в палеогеографической и хронологической летописях) // Океанология. 1999. Т. 39. № 1. С. 105–113.

*Свиточ А.А.* Стратотипы неоплейстоцена Нижневолжского региона // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. Мат. Всерос. сов. М: ГЕОС. 2007. С. 83–86.

*Свиточ А.А., Янина Т.А.* «Холодные» и «теплые» трансгрессии Каспийского моря // Океанология. 1996. Т. 36. № 2. С. 299–304.

*Свиточ А.А., Янина Т.А.* Четвертичные отложения побережья Каспийского моря. М: МГУ.1997. 268 С.

*Свиточ А.А., Янина Т.А.* Материалы по стратотипам региональных и местных подразделений каспийского неоплейстоцена и голоцена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 5. С. 95–112.

*Седайкин В.М.* О плейстоценовых континентальных отложениях Нижней Волги // Проблемы геологии Ю.Урала и Н.Поволжья. Саратов: СГУ. 1991. С. 111–128.

Стратиграфический кодекс. Изд. второе, дополн. СПб: ВСЕГЕИ. 1992. 120 с. Изд. 3. 2006. 96 С.

*Трубихин В.М.* Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понто-Каспия // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука. 1987. С. 150–157.

*Чепалыга А.Л., Лаврентьев Н.В., Пирогов А.Н.* Хронология и морфология хвалынского бассейна Каспия и Манычской долины // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат. Всерос. сов. М: ГЕОС. 2007. С. 444–447.

*Шик С.М.* Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2008. № 68. С. 40–49.

*Шик С.М.* О проекте уточненной стратиграфической шкалы неоплейстоцена и голоцена центра Европейской России // Квартер во всем его разнообразии. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. Апатиты, СПб, 2011. С. 317–320.

*Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П.* Проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2004. № 65. С. 102–114.

*Шик С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В.* Стратиграфия и палеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб: Недра. 2006. С. 85–121.

*Шкатова В.К.* О возрасте хазарского комплекса на Нижней Волге // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л: ВСЕГЕИ. 1973. С. 203–223.

*Шкатова В.К.* Региональная стратиграфическая схема квартера Каспийского региона: изменения и дополнения к схеме четвертичных отложений Нижневолжского региона 1999 г. // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М: ГЕОС. 2007 а. С. 113–116.

*Шкатова В.К.* Отложения неоплейстоцена регрессий Каспия в акватории и их аналоги на суше // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат. Всерос. сов. М: ГЕОС. 2007 б. С. 473–477.

*Янина Т.А.* Об урунджикском этапе в плейстоценовой истории Каспия // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат. Всерос. сов. М: ГЕОС. 2007. С. 481–484.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 71, 2011 г.

# ПЛЕЙСТОЦЕН СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ МЕДВЕДИЦЫ (СЕВЕР ВОЛГОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ)

**В.Ф. Салтыков**

**Введение.** Четвертичные отложения Поволжья изучались главным образом в долинах Волги, Хопра, в меньшей степени Медведицы и их притоков, а также на водоразделах. Обобщение материалов произведено в работе [Романов и др., 1991], причем за основу принята схема расчленения, согласно которой наиболее крупному оледенению приписывался средненеоплейстоценовый возраст и морена относилась к днепровскому горизонту. Критика таких представлений подробно изложена в статье [Салтыков, 2003], так как подобная схема не согласуется с результатами детальных исследований, проведенных в пределах Окско-Донской равнины [Красненков и др., 1997; Иосифова и др., 2006]. Аналогичные изменения в стратиграфию квартера даны в сводке [Изменение, 1999]. В настоящее время обсуждается проект обновленной стратиграфической схемы неоплейстоцена центра Европейской России [Шик и др., 2004; Шик, 2008, 2011].

Эти обстоятельства обусловили необходимость рассмотрения фактических материалов, собранных при обследовании площади среднего течения Медведицы, долина которой считается восточной границей распространения донского оледенения. При этом принимается концепция выделения местных подразделений. Несмотря на предложение об исключении свит в качестве стратонов плейстоцена ввиду их малой мощности, фациальной изменчивости и небольшого ареала [Каплянская, Тарноградский, 1973], на практике все-таки описываются именно свиты в разных районах Русской платформы [Красненков и др.,1997; Иосифова и др., 2006]. Такой подход согласуется с рекомендациями Стратиграфического кодекса [2006]. Поэтому концепция местной номенклатуры принята и в настоящем сообщении, где впервые выделены свиты на территории Волгоградского Правобережья, в районе среднего течения Медведицы. При этом максимально используются материалы, полученные при изучении керна (выход более 50%) многочисленных скважин. Их расположение показано на рис. 1. Названия стратонов берутся по наименованию населенных пунктов, балок, частей долины, старичных озер, вблизи которых находятся скважины с типовыми разрезами. Их номера указываются в тексте.

**Местные стратоны плейстоцена.** В районе установлены верхнее звено эоплейстоцена, аллювиальные отложения IV, III, II, и предположительно I надпойменных террас в долине Медведицы, отнесенные к неоплейстоцену, а также овражно-балочные и делювиальные образования, имеющие широкий возрастной диапазон.

**Верхний эоплейстоцен.** *Долинская свита dEIIdl* распространена в западной части района, в пределах Терсинской впадины, где покрывает мощным чехлом верхнемеловые породы, но к востоку (на площади Жирновско-Иловлинского вала) отложения отсутствуют. Эти покровные образования слагают возвышенные участки водоразделов с абсолютными высотами более 200 м. Несмотря на исследования керна ряда скважин, где они вскрыты на полную мощность, их изученность остается слабой, особенно это касается установления возраста, так как породы почти не содержат органических остатков.

По литологическим признакам и условиям залегания можно выделить две подсвиты. Нижняя изучалась в обнажениях оврага Долинский и в керне скв. 43 (интервал 10,5–20,5 м). Она представлена зеленовато-серыми алевритистыми глинами мощностью до 10 м, залегающими с размывом на кампанских песчаниках. К зоне контакта приурочена гамма-аномалия (до 30 мкр/ч), но вверх по разрезу величины снижаются до 7–10 мкр/ч. В легкой фракции преобладают угловатые зерна кварца (до 80%), полевых шпатов (до 15%) и глауконита (до 15%). Выявлена гранат-дистен-лейкоксеновая ассоциация устойчивых минералов с присутствием фосфатов и ярозита. Пелитовая фракция сложена смектитами (до 75%), гидрослюдами (до 20%), присутствуют следы каолинита (5%). Отложения

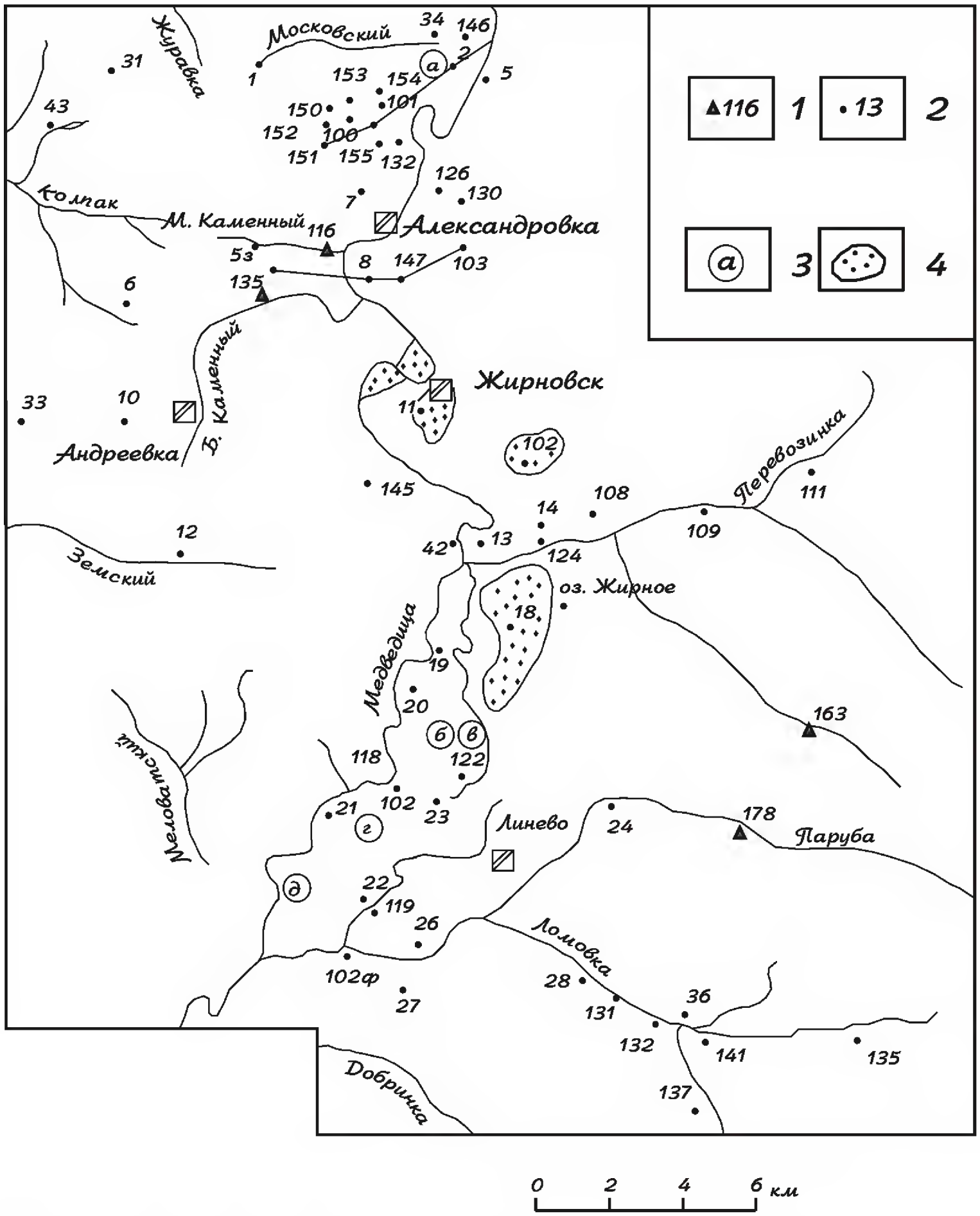



**Рис. 1.** Расположение обнажений и скважин на площади среднего течения р. Медведицы

1 – обнажения; 2 – скважины; 3 – озера: а – Подпесочное; б – Перекопское; в – Чеканное; г – Коньково; д – Глубокое; 4 – эоловые пески

покрываются красно-бурыми глинами с не вполне ясным контактом. Палинологические исследования не дали надежных результатов – выявлены единичные зерна пыльцы представителей степной растительности, встречающейся от верхнего плиоцена до голоцена.

Верхняя подсвита имеет более сложное строение. В основном она развита на междуречье Щелкана и Медведицы. Выходы этих отложений наблюдаются в многочисленных обнажениях в Каменных, Колпак, Долинском оврагах. Они вскрыты на полную мощность скважинами (в квадратных скобках указаны абсолютные высоты устьев, в круглых скобках – интервалы глубин для конкретных стратонов): 1 [191 м] (11,0–29,5 м), 6 [180 м] (9,5–22,5 м), 10 [190 м] (11,5–29,5 м), 12 [198 м] (4,0–17,0 м), 31 [217 м] (4,5–9,0 м), 33 [170 м] (4,5–24,5 м), 43 [194 м] (2,7–10,5 м). Чаще всего эти отложения залегают на песчаниках кампана с резким контактом, но в скв. 43 – на вышеописанных образованиях. Обычно они покрываются делювиальными суглинками широкого возраст-

ного диапазона с нечеткими взаимоотношениями вследствие близости литологического состава.

Характерной особенностью этой подсвиты является красно- и шоколадно-бурая окраски пород. Выделяются три литологические пачки, связанные между собой постепенными переходами, неравнозначные по своему объему: нижняя и верхняя песчаные обладают небольшой мощностью и не всегда присутствуют в скважинах, а средняя глинистая занимает большую часть разреза. Нижняя песчаная пачка вскрыта всеми скважинами, кроме скв. 43. Она представлена красно-коричневыми, ржаво-красными, коричневыми кварцевыми, глинистыми мелкозернистыми песками с включениями обломков кампанских песчаников. Иногда среди них отмечаются тонкие глинистые прослои, создающие нечеткую слоистость с наклоном под углом 20° к оси керна. В легкой фракции преобладают угловатые, реже полуокатанные зерна полупрозрачного кварца неправильной формы с ямчатой корродированной поверхностью; присутствуют полевые шпаты, глауконит и обломки кремнистых пород. В тяжелой фракции установлена циркон-дистен-лейкоксеновая ассоциация. Мощность пачки 1,5 м.

Основная часть разреза сложена красновато-коричневыми, шоколадно-бурыми алевритистыми глинами с мелкими различно окатанными обломками осадочных пород – от угловатых до округлых форм, их размеры не превышают 4 см. Иногда в глинах отмечается линзовидная слоистость, созданная тонкими прослойками песков. В легкой фракции преобладают изометричные зерна полупрозрачного кварца (до 80%) различной окатанности (особенно много окатанных зерен в самой мелкой фракции, что указывает на неоднократное переотложение материала); присутствуют полевые шпаты (10%), глауконит. Тяжелая фракция характеризуется циркон-дистен-рутил-лейкоксеновой ассоциацией с аутигенным лимонитом. Мощность глин изменяется от 8,0 до 18,5 м.

Верхняя песчаная пачка развита локально (скв. 1, 10, 12), где сохранилась от последующего размыва. В составе доминируют красно-коричневые кварцевые, сильно глинистые мелкозернистые пески с обломками кампанских песчаников. Зерна кварца полуокатанные и угловатые. Тяжелая фракция выражена дистен-турмалин-лейкоксеновой ассоциацией. Мощность составляет 1–4 м. Глинистая составляющая пород представлена преимущественно смектитами (70–80%), но к верхам разреза возрастает роль смешанослойных образований, гидрослюдами (до 20%) и примесью каолинита (5%). Суммарная мощность отложений увеличивается в западном направлении. Абсолютная высота подошвы не снижается ниже 150 м, чаще она варьирует в пределах 170–180 м.

Возраст отложений не может быть надежно установлен. В редких спорово-пыльцевых спектрах выявлена степная ассоциация, свидетельствующая о холодном климате среды осадкообразования. На этом основании долгое время породы относились к флювиогляциальным осадкам донского горизонта нижнего неоплейстоцена, в связи с чем восточная граница этого оледенения проводилась по долине Медведицы, чему способствовало обнаружение обломков эрратических пород (гнейсов, диабазов и др.) [Решения, 1986; Романов и др., 1991]. Однако основная морена достоверно встречена намного западнее (до 50 км) рассматриваемого района [Романов и др., 1991], где она залегает на абсолютных высотах около 180 м. Отсутствие четко выраженной слоистости, встречаемости обломков кристаллических пород (даже в мелкопесчаных фракциях), красно-бурая окраска, наблюдаемая по всей мощности, не согласуются с представлением о принадлежности указанных отложений к ледниковым образованиям. Описанные признаки скорее свидетельствуют о том, что они являются аналогами скифских глин, широко развитых в пределах юга Окско-Донской равнины [Красненков и др., 1997]. Считается, что они образовывались на водоразделах в результате денудационного разрушения, т. е. являются делювиальными отложениями, возникшими в условиях сравнительно сухого и холодного климата. Оба рассмотренных комплекса, различающиеся окраской пород, вероятно, имеют единый возраст, хотя нельзя исключить, что между ними существовал перерыв седиментации небольшой продолжительности. Тогда зеленовато-серые породы будут характеризовать более теплые климатические условия по сравнению с красно-бурыми разновидностями.

**Неоплейстоцен** подразделяется на нижнее (I), среднее (II), верхнее (III) звенья. Отложения в основном развиты в пределах долины Медведицы и ее притоков. В нижнем звене выделены донской и мучкапский горизонты.

*Абляционная морена донского горизонта apgIds* представлена слабо окатанными и угловатыми обломками размером до 1 м, рассеянными на площади северо-запада Правобережья Медведицы, исключая урочище Боровая Гора. По составу различают диабазы, гнейсы, амфиболиты, граниты, красноцветные шокшинские сливные песчаники. Они располагаются на поверхности среднеюрских и меловых отложений. Многие из них являются явно перемещенными. Соответствующая песчано-глинистая матрица отсутствует. Видимо, эти обломки представляют собой реликты ледниковых отложений донского горизонта.

Последонские аллювиальные и аллювиально-озерные отложения нижнего неоплейстоцена в дан-

ном районе выделены впервые в результате проведенных съемочных работ. Они развиты в краевых высоко поднятых частях современного правого борта долины Медведицы и изучены по кернам скважин 2 [115 м] (9–18 м), 18 [122 м] (26,5–31 м), 19 [112 м] (15–20 м), 22 [110 м] (15–20,5 м), 27 [119 м] (24–31 м), 34 [116 м] (9–13 м), 103 [150 м] (22–34 м), 119 [110 м] (15–20,5 м), 126 [126 м] (19–25 м), 130 [131 м] (19–30 м), 146 [115 м] (8,5–18 м), 150 [144 м] (12–19 м), 151 [164 м] (32,5–40 м). В зависимости от геоморфологического положения и литологических особенностей пород выделяются две разновозрастные подсвиты, представленные аллювиальными (подпесочная подсвита) и озерно-аллювиальными (журавская подсвита) отложениями.

*Подпесочная подсвита* $a^4Ipp$ установлена в большинстве скважин, кроме 150 и 151. Она выполняет наиболее глубокие участки вреза раннеплейстоценовой долины Медведицы, который располагается на абсолютных высотах 97–101 м на севере (скв. 2, 34, 103, 126, 130, 146) до 70 м на юге в скв. 102ф (Р.И.Фан-Юнг, 1958 г.). Подсвита залегает с размывом на различных горизонтах средней юры и нижнего мела, а перекрывается средне- и верхненео-плейстоценовыми аллювиальными осадками. Кровля фиксируется на абсолютных высотах от 128 м на севере до 95 м на юге. Их верхняя часть обычно размыта. По литологическим и геоморфологическим признакам выделяются русловая и пойменная фации.

Первая сложена исключительно серыми кварцевыми средне- и крупнозернистыми песками, содержащими в основании гравийно-галечный материал кремнисто-кварцевого состава в количестве до 40% (в некоторых скважинах). Гранулометрические спектры по разрезу значительно варьируют от крупно- до мелкозернистых разновидностей на отдельных участках, что обусловлено различной динамикой водного потока, т. е. наблюдается чередование преобладающих размывов и более редких спокойных обстановок. В легкой фракции доминируют окатанные и полуокатанные изометричные зерна прозрачного кварца с неровной корродированной поверхностью (до 90%), доля полевых шпатов незначительна (5%), встречается много обломков глауконитово-кварцевых алевролитов и глинисто-кремнистых пород (вероятно, в результате размыва меловых отложений). Тяжелая фракция представлена гранат-ильменит-дистеновой ассоциацией с аутигенными мельниковитом (4%) и лимонитом (до 25%). Мощности в зависимости от величины размыва изменяются от 1,5 м (скв. 18) до 36 м (скв. 102ф) и в целом возрастают вниз по течению.

Пойменная фация иногда занимает весь объем (скв. 27, 103, 130), но чаще подстилается руслovыми песками. Эти отложения представлены буро-зеленоватыми, коричнево-серыми песчанистыми и песчаными глинами. В случае отсутствия русловой фации в основании глин отмечается базальный галечный горизонт. Разрез сложен относительно однородными породами. В легкой фракции преобладают полуокатанные и угловатые зерна кварца (75%), по сравнению с песками возрастает доля полевых шпатов (до 20%), среди устойчивых минералов почти вдвое увеличивается количество циркона и ассоциация имеет циркон-ильменитовый состав. Глинистые минералы представлены гидрослюдами (40–65%) или смешанослойными образованиями (30–40%), хлорит и каолинит встречаются намного реже (10%). Мощности изменяются от 6 до 12 м. Обнаружены спорово-пыльцевые спектры лесостепного типа с присутствием дуба, ясеня, березы, вяза и сосны и с господством полынно-маревого разнотравья. Данный палинокомплекс очень сходен с таковым, характерным для мучкапского горизонта Окско-Донской равнины, где возраст подкреплен находками тираспольских грызунов [Красненков и др., 1997]; с этим горизонтом она и сопоставляется.

*Журавская подсвита laIzhr* включает озерно-аллювиальные образования, встреченные только в кернах двух скважин – 150 и 151, расположенных довольно далеко от русла Медведицы, урез воды в которой равен 110 м, т. е. превышение по высоте составляет более 20 м. Они залегают с размывом на нижнебатской жирновской свите $J_2zr$, а перекрываются аллювием III надпойменной террасы. Подошва находится на высоте 125 м, а кровля – на 140 м (рис. 2). В разрезе преобладают глины с погребенными почвенными горизонтами. Проведенный анализ литологических и палинологических данных позволил выделить три циклита. Нижний циклит (скв. 151, интервалы глубин 37,5–40 м; скв. 150, интервалы глубин 16,2–19,0 м) сложен зеленовато-серыми песчанистыми глинами с неясно выраженной слоистостью за счет тонких линз и прослоев мелкозернистого кварцевого песка. Выявлен комплекс пресноводных остракод ранненеоплейстоценового возраста (обр. 12): *Cytherissa lacustris* Sar., *Limnocythere sanctipatrici* Brady, *Ilyocypris bella* Sch., *I. bradyi* Sar., *I. gibba* (Ram.), *Candona* ex gr. *candida* (Mul.). Спорово-пыльцевой спектр относится к степному типу полынно-разнотравной ассоциации. Леса пойменного облика в составе древостоя имели березу, сосну, иву, бук. Эти глины венчаются горизонтом погребенной почвы мощностью 0,5 м, представленной черной песчанистой глиной. Нижняя граница является расплывчатой, а верхняя резкая с наклоном линии контакта под углом 10° к оси керна. Вблизи кровли почвы установлен спорово-

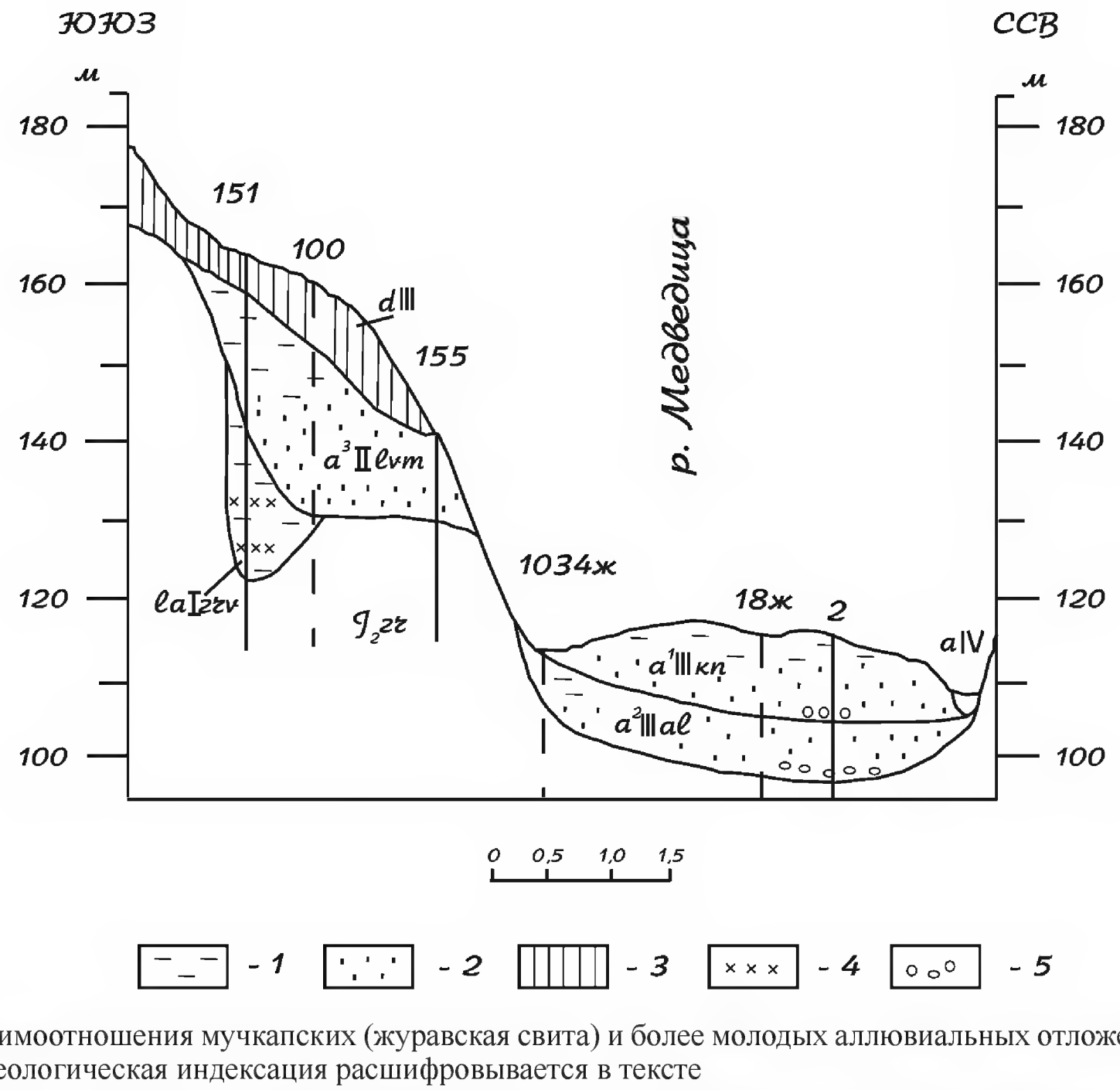



**Рис. 2.** Взаимоотношения мучкапских (журавская свита) и более молодых аллювиальных отложений в долине Медведицы; геологическая индексация расшифровывается в тексте

1 – глины; 2 – пески; 3 – делювиальные суглинки; 4 – горизонты погребенной почвы; 5 – галька и щебень

пыльцевой спектр лесного типа (береза, ольха, ель, сосна) с разнотравьем.

Средний циклит расположен в интервалах 35,0–37,5 м (скв. 151) и 14,5–16,2 м (скв. 150). Он сложен серыми песчаными глинами. В образцах установлены спорово-пыльцевые спектры лесного типа (обр. 10) с преобладанием сосны, ели, березы, дуба, граба при разнотравной степной ассоциации. В верхах разреза снижается роль древесной растительности при возрастании степной, среди которой основное значение приобретают *Chenopodioceae* и

*Artemisia*. Верхний циклит находится в интервалах 32,5–35,0 м (скв. 151) и 12,0–14,5 м (скв. 150). В основании залегают серые кварцевые, глинистые мелкозернистые пески мощностью 0,7 м. Они постепенно сменяются серыми песчаными глинами, в кровле которых выделен горизонт погребенной почвы. В обр. 7 и 6 определены пресноводные остракоды *C. fabaeformis* (Fisch.), *L.* cf. *inopinata* (Baird), *L. manjeschensis* Neg., *Eucypris dulcifonas* Dieb., *I.* cf. *bradyi* Sar., *I. bella* (Schw.), *I. tuberculata* (Brady), *Cypria* ex gr. *candonaeformis* (Schw.). В спорово-пыльцевых спектрах степного типа преобладают *Chenopodiacea* (40–80%), *Artemisia* (12–20%), разные травы составляют 18%. Из древесных присутствуют сосна, ель, береза. Отложения, очевидно, наращивают разрез аллювиальной подпесочной свиты.

В Пензенской, Саратовской и Волгоградской областях вблизи восточного края основной морены донского горизонта в основании рассматриваемых аллювиальных отложений постоянно встречается переотложенный материал ледниковых образований, что наряду с геологическим положением аллювия в речной долине и характерными палеонтологическими данными свидетельствует о более молодом возрасте аллювия по отношению к морене [Салтыков, 2002]. В Жирновском районе в рассмотренных отложениях нигде не было обнаружено следов моренного материала, в том числе и обломков эрратических пород, но постоянно встречаются обломки верхнемеловых пород. Этот наблюдение свидетельствует об отсутствии основной морены, что в свою очередь указывает на эоплейстоценовый возраст покровных образований на западе района,

чем на флювиогляциальное их происхождение. По условиям залегания журавская подсвита сопоставляется с икорецким горизонтом.

***Среднее звено II*** включает аллювиальные отложения, составляющие III надпойменную террасу долины Медведицы, и делювиальные образования условно средненеоплейстоценового возраста, развитые на водоразделах. Первые в основном распространены на левом (восточном) берегу Медведицы, где они слагают широкую четко геоморфологически выраженную террасу (особенно на отрезке от Жирновска до Линево). С таким возрастом они в литературе описывались неоднократно. Но в результате съемочных работ подобные отложения установлены на Правобережье, главным образом на северо-западе района (скв. 32, 100, 101, 150–155), где они залегают на озерно-аллювиальных образованиях мучкапского горизонта (журавская свита). Аллювиальный комплекс имеет сложное строение и включает породы различных горизонтов среднего неоплейстоцена. Датировка дана по спорово-пыльцевым данным, полученным из малого количества образцов. Поэтому расчленение производилось прежде всего по литологическим признакам с учетом присутствия базальных горизонтов и на основании геологического положения в разрезе, чему способствовали многочисленные скважины с хорошим отбором керна. Тем не менее, слабое палеонтологическое обоснование возраста оставляет ряд сомнений по поводу их возраста, так как в разрезе доминируют пески.

*Перекопская свита aIIpr.* В основании залегают зеленовато-серые разнозернистые (средне- и крупнозернистые) кварцевые пески, иногда они содержат примесь глинистой составляющей. Почти во всех скважинах присутствует базальный горизонт уплощенных галек размером до 1 см. Абсолютные высоты подошвы варьируют в интервале 94–101 м. Чаще слоистость не выражена, реже отмечаются тонкие прослойки алевритов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Точно так же убывает размерность песчаных фракций, когда становятся преобладающими мелкозернистые разновидности. Вблизи кровли в скв. 22, 108, 109, 119, 150, 152 установлены буровато-серые алевриты или черные алевритовые глины, мощности которых не превышают 3 м. Однако чаще они отсутствуют и верхи песков несут следы размыва. Кровля располагается на абсолютных высотах до 110 м. В скв. 22, 27, 150, 151 эти отложения залегают на мучкапских образованиях. На северо-западе района (скв. 150, 152) абсолютные высоты кровли и подошвы возрастают до 134 и 128 м, соответственно, и в разрезе всегда присутствуют глины, что указывает на краевую часть средненеоплейстоценовой речной долины.

Легкая фракция песков представлена полуокатанными и угловатыми изометричными зернами прозрачного кварца (90%) с примесью полевых шпатов (до 5%) и глауконита. Установлена ставролит-дистен-гранат-ильменитовая минеральная ассоциация. Среди глинистых минералов доминируют гидрослюды (55–65%) или смешанослойные образования (30 –35%), в низах разреза в породах отмечаются каолинит и хлорит в виде примеси (до 10%). Мощность отложений изменяется от 3 до 12 м.

В песках выявлены спорово-пыльцевые спектры степного типа, состав которых свидетельствует о широком развитии разнотравно-полынно-маревых степей. Присутствует небольшой древостой, состоящий из березы, дуба, сосны. Это указывает на умеренно теплый климат. В вышележащих глинах в лесостепных спектрах преобладали широколиственные деревья (дуб, липа, граб, а также береза, вяз, ольха, ива, ель), т. е. климат становился относительно более теплым. Основываясь на этих данных, можно полагать, что рассматриваемые отложения следует соотнести с лихвинским горизонтом региональной стратиграфической схемы. Однако самые нижние слои типового горизонта в изученном разрезе отсутствуют. Он начинается со средней части, для которой свойственно похолодание, и завершается в теплой стадии. Эти данные в целом согласуются с описанием лихвинского горизонта в разных районах Русской равнины. Следует заметить, что изученные отложения нигде не выходят на современную поверхность, а погружены под вышележащим аллювиальным комплексом.

Вышележащая *чеканная свита aIIchk* залегает с размывом на перекопских отложениях и в ее основании отмечается присутствие гальки или даже щебня (в долине р. Перевозинки). Она представлена зеленовато-серыми кварцевыми, глинистыми мелкозернистыми песками, вмещающими тонкие (до 5 см) прослои темно-серых песчаных глин, количество которых нарастает к кровле. Они были установлены в кернах двух скважин: 23 (интервалы 10–13 м) и 109 (интервалы 9–12 м), расположенных в долинах Медведицы и Перевозинки, соответственно. Подошва находится на высотах 98 и 108 м, а кровля – на 101 и 111 м в указанных скважинах. В легкой фракции преобладают угловатые зерна кварца (75%), полевых шпатов (до 20%), присутствует кальцит. Тяжелая фракция характеризуется дистен-рутил-лейкоксеновой ассоциацией с ильменитом и цирконом. В спорово-пыльцевых спектрах выявлено разнотравно-маревое сообщество, которое можно сопоставить с чекалинским горизонтом Русской равнины [Иосифова и др., 2006].

*Левомедведицкая свита* $a^3$*Iilvm* собственно и формирует два уровня Ш надпойменной террасы Медведицы (рис. 3). Отложения врезаны в перекопский аллювий или в среднеюрские породы. На отдельных участках они выходят на поверхность под современной почвой, но чаще перекрываются делювиальными суглинками. Более надежно они вскрываются в картировочных скважинах 7 [164 м] (0–29 м), 11 [155 м] (5–24 м), 23 [111 м] (4–10 м), 26 [110 м] (6–9,5 м), 27 [119 м] (15–20 м), 100 [158 м] (7,5–29 м), 101 [146 м] (9,5–18 м), 102 [135 м] (5–15 м), 103 [150 м] (0–22 м), 147 [150 м] (0–9,5 м), 150 [148 м] (2–18,5 м), 154 [144 м] (3–16 м), 155 [143 м] (3,5–14 м). В зависимости от близости русла подошва находится на высотах 101–135 м, а кровля – 107–110 м. Аналогично меняется и литологический состав. Вблизи русла доминируют пески, а вдали возрастает роль глин.

В низах разреза преимущественно развиты серые и буро-серые средне- и крупнозернистые пески с обилием гальки в основании. Отмечаются линзовидные прослои серых песчаных глин. Размерность песков выше убывает. Среди легких минералов преобладают полуокатанные зерна прозрачного кварца (до 90%), полевые шпаты в количестве до 10%, встречаются отломки железистых песчаников и глауконитово-кварцевых алевролитов нижнего мела. Для тяжелой фракции характерна гранат-циркон-дистен-лейкоксеновая ассоциация. Глинистая составляющая представлена смешанослойными образованиями (30–95%) и гидрослюдами (15–65%) с присутствием каолинита (до 10%). Мощность достигает 29 м, но чаще она меньше вследствие размыва. Среди глинистой части разреза преобладают желто-бурые, коричнево-серые алевриты и песчаные разновидности. В скважинах 150–155, расположенных недалеко от тылового шва III надпойменной террасы, разрез характеризуется сложным сочетанием песков и глин. Среди них иногда отмечаются бурые породы, напоминающие погребенную почву. По палинологическим данным выделены главным образом степные растительные сообщества с присутствием широколиственных лесов. Но данные получены из единичных образцов, которые не отражают полную мощность разреза. Поэтому возраст отложений принимается условно московским. Более вероятно, что низы разреза следует сопоставлять с горкинским горизонтом региональной стратиграфической схемы.

Таким образом, в долине Медведицы с различной достоверностью намечается следующая последовательность в среднем неоплейстоцене: в основании залегает перекопская свита, сопоставляемая с верхней половиной лихвинского горизонта, которая с размывом перекрывается чеканной свитой, соотнесенной с чекалинским горизонтом. Эти отложения не выходят на современную поверхность. Выше располагается левомедведицкая свита (горкинский и московский горизонты), составляющие III надпойменную террасу. Она достаточно хорошо выражена по геоморфологическим признакам. Следовательно, в разрезе среднего неоплейстоцена отражен прерывистый характер осадконакопления.

Покровные образования *колпакской свиты dIIkl* особенно широко распространены на водоразделе рек Щелкан и Медведицы, где они представлены бурыми карбонатизированными суглинками. В восточных частях района делюви-

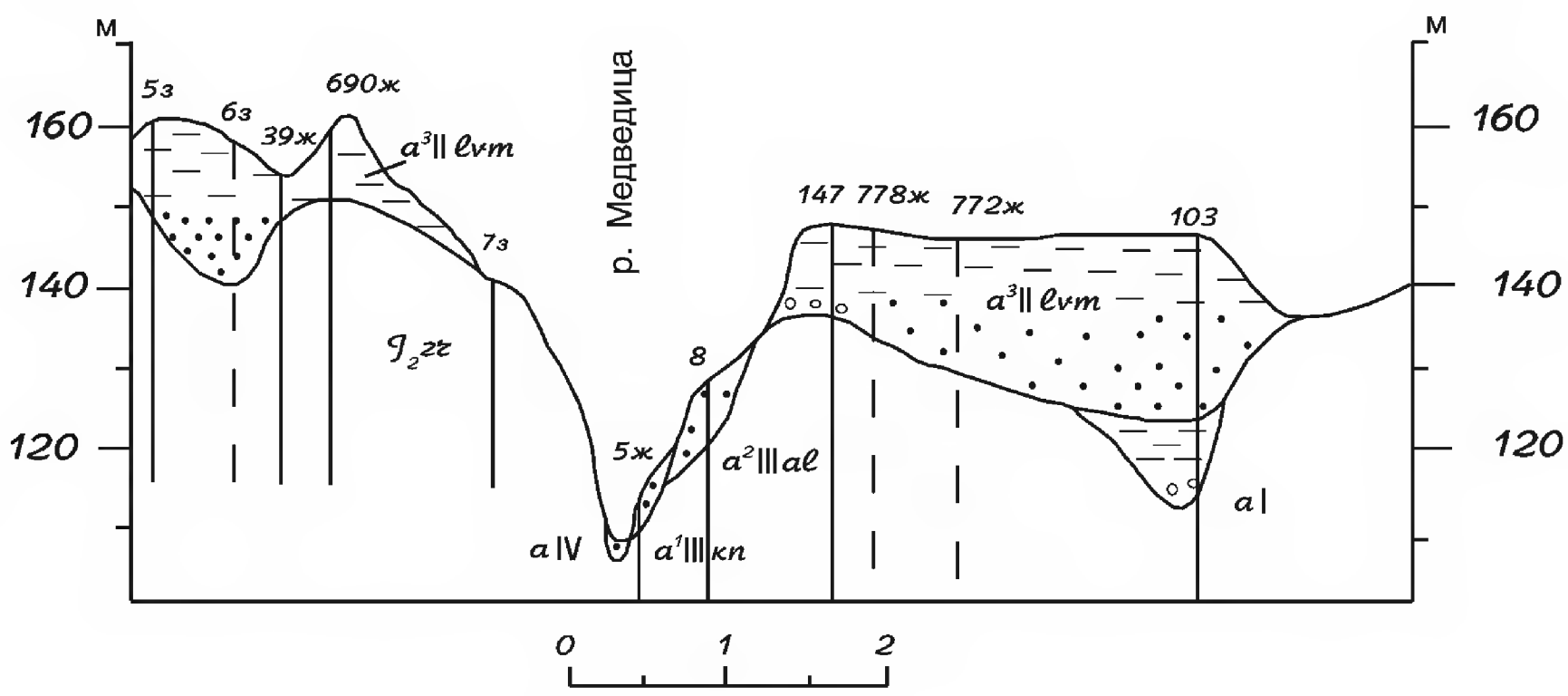



**Рис. 3.** Взаимоотношения разновозрастных аллювиальных отложений в долине Медведицы
Условные обозначения – см. на рис. 2

альные отложения в виде прерывистого шлейфа обрамляют его склоны. Обычно это красновато-коричневые суглинки, иногда в низах по гранулометрическому составу отвечающие алевритистым глинам, нередко опесчаненным. Слоистость у них не выражена. Мощность достигает 10 м. Средне-неоплейстоценовый возраст устанавливается по геологическому положению.

***Верхнее звено III*** включает аллювиальные отложение, составляющие четко выраженную II надпойменную террасу и предположительно I надпойменную террасу долины Медведицы и ее притоков, а также овражно-балочные образования, встреченные в некоторых оврагах и балках, и покровные суглинки на водоразделах.

*Александровская свита $a^2$IIIal.* Аллювиальные отложения врезаны в древний аллювий или имеют цоколь нижнебатских пород и перекрыты более молодым аллювием. Изредка они выходят на современную поверхность, но чаще вскрываются скважинами 2 [115] (0–9 м), 5 [134] (0–9 м), 8 [130 м] (0–7,5 м), 26 [110 м] (0–6 м), 27 [119 м] (0–15 м), 34 [116 м] (0–9 м), 42 [114 м] (0–9,5 м), 108 [115 м] (0–11 м), 109 [121 м] (0–9 м), 110 [122 м] (0–11 м), 126 [126 м] (0–19 м), 130 [131 м] (0–13 м), 146 [115 м] (0–8,5 м). Абсолютные высоты подошвы изменяются в пределах 117–125 м на севере до 104 м на юге, а кровли – в интервале 126–134 м и 108–119 м, соответственно. Взаимоотношения аллювиальных подразделений иллюстрирует рис. 3.

Разрез имеет двучленное строение: в низах развиты пески, в верхах – песчаные глины, причем по мере продвижения к краю речной террасы преобладают последние породы. В основании постоянно наблюдается плохо окатанные обломки различных пород, а в песках встречаются гальки овальной формы. Пески имеют серую окраску и различную размерность: вблизи подошвы фиксируются крупно- и среднезернистые разновидности, но выше по разрезу они становятся мелкозернистыми. В этом же направлении возрастает количество прослоев алевритов и песчаных глин. В легкой фракции преобладают окатанные и полуокатанные изометричные зерна прозрачного кварца (85%), полевых шпатов (10%) и обломки пород (10%). Характерна гранат-дистен-ильменитовая ассоциация устойчивых минералов. Мощность составляет 4–9 м.

В верхней части разреза доминируют зеленовато-серые алевриты и песчаные глины, в которых иногда отмечается пологоволнистая слоистость. В тяжелой фракции увеличиваются концентрации циркона, хромита. Глинистая составляющая представлена гидрослюдами и смешанослойными образованиями. Мощность пачки изменяется от 5 до 13 м с тенденцией возрастания величин к югу и к краям речной долины. В спорово-пыльцевых спектрах наблюдается степная ассоциация (разнотравно-полынные степи) и участками развиты смешанные леса. Они характеризуют умеренно-теплый климат. Эти данные с определенной условностью можно сопоставить с микулинским и частью черменинского горизонтами региональной стратиграфической схемы [Шик и др., 2004].

К александровской свите условно отнесены и отложения, врезанные глубже современного аллювия (рис. 2), хотя они могут быть и более молодыми (средневалдайскими).

*Коньковская свита $a^1$IIIkn* слагает I надпойменную террасу. Она не имеет сплошного распространения и сохранилась на отдельных участках речных излучин, а также под эоловыми песками, формирующие обширные поля в речной долине Медведицы. Часто очень трудно отложения отделить от аллювия современной поймы. В долине Медведицы врез располагается на абсолютных высотах 102–104 м, а кровля – на 108–115 м. В литологическом составе преобладают желтовато-серые мелкозернистые пески, иногда они содержат примесь глинистого материала. Ближе к подошве появляются среднезернистые разновидности и даже кварцевая галька. Мощности варьируют от 2 до 10 м. Типовыми скважинами являются 18 [122 м] (7–17,5 м), 19 [112 м] (5–8,5 м), 32 [112 м] (5–9 м), 118 [111 м] (0–4 м), 119 [110 м] (0–4 м), 122 [111 м] (0–2 м). Условно они сопоставляются с ленинградским и осташковским горизонтами региональной стратиграфической схемы [Шик и др., 2004].

*Ломовская свита adIIIlm* представлена овражно-балочными образованиями, сформированными в результате плоскостного смыва и деятельности временных водных потоков. Ими выполнены крупные разветвленные овраги и балки бассейнов Медведицы, Карамыша и Щелкана – овраги Паруба, Жирная Паруба, Ломаная, Каменные, где они непосредственно наблюдаются. Кроме того, они вскрыты скважинами 24 [136 м] (0–10 м), 28 [131 м] (0–10 м), 36 [131 м] (0–3 м), 131 [136 м] (7–14 м), 132 [139 м] (0–8,5 м), 135 [180 м] (0–10,5 м), 136 [191 м] (0–6 м), 137 [166 м] (3–11 м), 141 [143 м] (4–8 м), 145 [132 м] (7–8,5 м). Изучения показывают, что от верховьев балок к их устьям изменяется литологический состав пород в сторону сокращения песчаных и гравийных размерностей и увеличения доли песчано-алевритовых разновидностей, при этом в последних отмечается нечеткая слоистость. На западе района (Каменные овраги) зафиксирован своеобразный врез овражно-балочных образова-

ний в келловейские и аптские породы. При этом в первом случае в основании залегает гравийник с большим количеством гальки и различно окатанных обломков железистых песчаников нижнего апта и глауконитовых песчаников кампана мощностью до 1 м, выше которых располагаются песчано-глинистые породы. Во втором случае на неровной поверхности аптских алевритов залегает валунник (до 3 м), состоящий из валунов и крупной гальки с размерами от 1–2 до 10–30 см, представленных преимущественно кампанскими песчаниками и погруженными в песчано-алевритовый наполнитель. Их мощность достигает 10 м.

Гранулометрические спектры пород широко варьируют, но чаще наблюдаются алевритистые глины и алевриты, пески являются разнозернистыми. В легкой фракции доминируют неправильные полуокатанные зерна полупрозрачного кварца (70–75%), полевые шпаты (до 15%) и обломки пород (15%). Тяжелая фракция представлена циркон-ильменитовой ассоциацией с большим количеством аутигенного лимонита (до 50%). В пелитовой составляющей преобладают смектиты (0–60%) или смешанослойные образования (0–20%), гидрослюды (35%), постоянно присутствует каолинит (5–25%), спорадически встречается хлорит (0–20%). Палинологические данные получены из суглинков балки Паруба и глин из Большого Каменного оврага. Они соответствуют развитию разнотравно-полынно-маревых степей с присутствием широколиственных лесов. Эти сведения позволяют оценить возраст от микулинского до осташковского горизонтов региональной стратиграфической схемы.

Покровные образования *грядовой свиты dII-Igr* в виде чехла развиты на водоразделах позднеплейстоценового возраста на абсолютных высотах до 200 м. Литологический состав пород зависит от подстилающих отложений, с которыми наблюдается постепенный переход. Они представлены буро-коричневыми и серовато-бурыми суглинками и супесями с обломками подстилающих пород. Характерна разная степень вторичной карбонатизации с образованием мелких включений округлой формы («журавчиков»). Почти повсеместно они венчаются горизонтом современной почвы мощностью до 1 м. Породы отвечают алевритистым и алевритовым глинам с заметной примесью алевритовой и мелкопесчаной размерностей. В легкой фракции преобладают угловатые зерна полупрозрачного кварца (85%), постоянно присутствуют полевые шпаты (10–15%). Характерна циркон-эпидот-ильменитовая ассоциация с аутигенным лимонитом. Состав глинистых минералов представлен сочетанием смешанослойных образований (50–60%), гидрослюд (25–40%), хлорита (10%) и каолинита (5%). Мощности достигают 15 м. Выделен спорово-пыльцевой спектр степного типа, сопоставляемый с таковым в осташковских и древнеголоценовых отложениях региональной стратиграфической схемы.

К **голоцену** отнесены пойменные аллювиальные отложения в долине Медведицы и эоловые пески, слагающие поля площадью 3–6 км$^2$ в пределах левого борта указанной долины.

Пойменный аллювий (aIV) благодаря своему облику, создаваемому многочисленными меандрами с присутствием старичных озер и отмерших русел, легко дешифрируется на аэрофотоснимках. Различают высокую и низкую поймы. Первая охватывает всю площадь поймы. Отложения вложены в более древний аллювий или в батские породы. Их подошва находится на абсолютных высотах 105–110 м. Они наблюдаются в береговых обрывах, а также вскрываются скважинами 13 [111 м] (0–6,5 м), 14 [112 м] (0–10 м), 19 [112 м] (0–5 м), 20 [111 м] (0–4 м), 21 [110 м] (0–4 м), 22 [110 м] (0–4 м), 23 [111 м] (0–4 м), 26 [110 м] (0–2 м), 32 [112 м] (0–5 м), 122 [111 м] (0–2 м), 124 [112 м] (0–4 м). В основании залегают светло- и желтовато-серые мелко- или разнозернистые кварцевые пески. Доминируют прозрачные зерна кварца, окатанность которых уменьшается пропорционально их размеру. Присутствуют полевые шпаты (6%) и обломки глауконитово-кварцевых песчаников мела. Породам свойственна ставролит-дистеновая ассоциация с цирконом и ильменитом. В старичном типе разреза увеличивается доля глин, имеющих голубовато-серый цвет с точечными выделениями вивианита. Их мощность составляет 1,5–2 м. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды (55%) и смешанослойные образования (45%). В этих глинах установлен спорово-пыльцевой спектр лесостепного типа (сочетание широколиственных лесов и разнотравных степей). Он сопоставляется с нижнеголоценовыми отложениями региональной стратиграфической схемы. Низкая пойма выделяется в виде узкой полосы шириной от 2 до 25 м, обрамляющей современное русло Медведицы. От высокой поймы отложения отделены уступом высотой до 2 м. В разрезах преобладают песчано-глинистые образования мощностью до 2 м.

*Линевская свита vIVln* представлена эоловыми песками, закрепленными растительностью в долине Медведицы в виде отдельных участков: вблизи Жирновска (1,5 х 1,5 км) и к северу от Линево (2 х 4 км), а также в некоторых излучинах. Они вскрыты скважинами 11 [155 м] (0–5 м), 18 [122 м] (0–7 м), 102 [135 м] (0–5,5 м). Их генезис связан с фациями дельт или конусов выноса в устьевых частях притоков основной долины. Эти

пески образуют характерный барханный рельеф, четко дешифрируемый на аэрофотоснимках. Разрез сложен буровато-серыми кварцевыми мелкозернистыми песками, иногда слабо глинистыми, количество последних разновидностей нарастает с глубиной. Окатанность зерен кварца изменяется от совершенной до плохо выраженной. Для пород свойственна турмалин-дистен-лейкоксеновая ассоциация с рутилом и аутигенным лимонитом. Предполагается голоценовый возраст этих отложений, хотя не исключена возможность, что их формирование началось еще в позднем неоплейстоцене.

**Заключение.** Взаимоотношения описанных местных подразделений с региональными горизонтами Русской равнины показаны в таблице. Как было указано выше, положение их границ является предположительным ввиду недостаточности палеонтологического обоснования возраста. Тем не менее, можно отметить наиболее продолжительные перерывы седиментации в изученном разрезе. После формирования делювиальных песчано-глинистых образований долинской свиты в течение поздней части эоплейстоцена наступил длительный период размыва от покровского до низов мучкапского горизонтов. Сохранились лишь реликты абляционной морены донского горизонта, что свидетельствует об отсутствии основной морены в данном районе. В мучкапское время происходит заложение долины Медведицы с образованием подпесочного аллювия, перекрываемого озерно-аллювиальными отложениями журавской свиты. Далее до низов лихвина фиксируется значительная эпоха размыва.

Эти перерывы осадконакопления обусловлены преобладанием денудационных процессов вследствие действия гляциоизостатического фактора [Былинский, 1996] благодаря снятию ледовой нагрузки на площади запада района, где донской ледник имел значительную мощность. В результате отложения покровского и ильинского горизонтов, известные в верховьях и низовьях Медведицы, здесь не сохранились, а врез этой реки начинается с мучкапского времени.

В начале среднего неоплейстоцена происходит новый врез Медведицы. Осадкообразование носит циклический характер на протяжении остальной части неоплейстоцена с присутствием частых перерывов. На водоразделах формируются покровные суглинки, а в верхнем звене наблюдается образование оврагов и балок, заполненных соответствующими отложениями. В конце плейстоцена за счет деятельности временных водных потоков, направленных в основную долину из различных притоков, образуются конуса выноса. Они подвергаются эоловой переработке, в результате чего создается характерный барханный рельеф в пределах основной долины Медведицы.

Таким образом, несмотря на относительную бедность палеонтологической информации, детальные литологические исследования, проведенные при изучении многочисленных скважин, дают возможность произвести расчленение разреза с выделением местных подразделений. Представленная картина является намного более обоснованной по сравнению с ранее известными заключениями в Жирновском районе, хотя в дальнейшем нужны подтверждения на основе анализа новых фактических материалов.

Автор весьма благодарен С.М. Шику за высказанные критические замечания, Е.М. Первушову за консультации при написании статьи, сотрудникам лабораторий университета, выполнившим аналитические работы.

## Литература

*Борисов Б.А.* Дальнейшее совершенствование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // Геологические события неогена и картера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. Мат. Всесоюзного сов. М: ГЕОС. 2007. С. 16–19.

*Былинский Е.Н.* Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене. М: ЦНИГРИ. 1996. 212 С.

*Изменение* климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Отв. ред. А.А.Величко. М: ГЕОС. 1999. 260 С.

*Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Писарева В.В, Семенов В.В.* Верхний Дон как страторегион среднего плейстоцена Русской равнины // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб: Недра. 2006. С. 41–84.

*Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* О местных стратиграфических подразделениях четвертичных отложений // Хронология плейстоцена и климат. стратиграфия. Л: Географ. общество СССР. 1973. С. 74–77.

*Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В.* Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион для климатостратиграфии нижней части среднего плейстоцена (нижнего неоплейстоцена) России // Четвертичная геология и палеогеография России. М: ГЕОС. 1997. С. 82–96.

*Решение* 2-го межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Л: ВСЕГЕИ. 1986. 156 С.

*Романов А.А., Кармишина Г.И, Кузнецова Н.И. и др.* Проблемы расчленения и корреляции плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья // Проблемы геологии Южного Урала и Нижнего Поволжья. Саратов: СГУ. 1991. С. 92–110.

*Салтыков В.Ф.* Нижненеоплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения западной части Пензен-

**Таблица.** Сопоставление региональных (горизонтов) и местных (свит) подразделений плейстоцена в районе среднего течения Медведицы

| Общая стратиграфическая шкала* | | | | | | | Стратиграфическая схема квартера Европейской России ** | Местные стратоны Волгоградского Правобережья | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Система | Надраздел | Разделы | Звено | Ступень | ИКС | Тыс. лет | Горизонты | Долины | Водоразделы |
| Четвертичная | Голоцен | | | | 1 | 11 | шуваловский | пойменный аллювий aIV (пески, до 10 м) | современная почва |
| | | | | | | | | линевская vIVln (эоло-вые пески, до 7 м) | |
| | Плейстоцен | Неоплейстоцен | верхнее | 4 | 2 | 24 | осташковский | коньковская a$^{1}$IIIkn (пески, 10 м) | грядовая dIIIgr (суглинки, 15 м |
| | | | | 3 | 3 | 57 | ленинградский | | |
| | | | | 2 | 4 | 71 | калининский | р а з м ы в | ломовская adIIIlm (суглинки, галька, 10 м) |
| | | | | 1 | 5a-d | 114 | черменинский | | |
| | | | | | 5e | 127 | микулинский | александровская a$^{2}$IIIal (пески, глины, 12 м) | |
| | | | среднее | 6 | 6 | 186 | московский | р а з м ы в | колпакская dIIkl (суглинки, 10 м) |
| | | | | 5 | 7 | 242 | горкинский | левомедведицкая a$^{3}$IIIlvm (пески, глины, 20 м) | |
| | | | | 4 | 8 | 301 | вологодский | р а з м ы в | |
| | | | | 3 | 9 | 334 | чекалинский | чеканная aIIchk (пески, глины, 3 м) | |
| | | | | 2 | 10 | 364 | калужский | р а з м ы в | |
| | | | | 1 | 11 | 427 | лихвинский | перекопская aIIpr (пес-ки, алевриты, 15 м | |
| | | | нижнее | 8 | 12 | 474 | окский | р а з м ы в | р а з м ы в |
| | | | | 7 | 13 | 528 | икорецкий | журавская laIzhr (алевриты, пески, почвы, 8 м) | |
| | | | | 6 | 14 | 568 | демшинский | р а з м ы в | |
| | | | | 4 | 15 | 621 | мучкапский | подпесочная a$^{4}$Ipp (пес-ки, глины, 11 м) | |
| | | | | 3 | 16 | 659 | донской | размыв, реликты абляционной морены | |
| | | | | 2 | 17 | 712 | моисеевский | р а з м ы в | |
| | | | | | 18 | 760 | сетуньский | | |
| | | | | 1 | 19 | 787 | покровский | | |
| | | Эоплейстоцен | верхнее | | 20 | | скифский | долинская dEIIdl (глины, пески, 20 м) (две подсвиты) | |

Примечание: * по данным Б.А. Борисова [2007]; ** по данным Ю.И. Иосифовой и др. [2006], С.М. Шика [2011]

ской области // Недра Поволжья и Прикаспия. 2002. Вып. 30. С. 13–19.

*Салтыков В.Ф.* Состояние изученности плиоцен-плейстоценовых отложений Поволжья и Прикаспия // Недра Поволжья и Прикаспия. 2003. Вып. 36. С. 27–36.

*Стратиграфический кодекс* России. Изд. третье. СПб: ВСЕГЕИ. 2006. 96 С.

*Шик С.М.* Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2008. № 68. С. 40–49.

*Шик С.М.* О проекте уточненной стратиграфической шкалы неоплейстоцена и голоцена центра Европейской России // Квартер во всем его разнообразии. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению чет-вертичного периода. Т. 2. Апатиты, СПб, 2011. С. 317–320.

*Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П.* Проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2004. № 65. С. 102–114.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 71 2011 г.

# ГИДРАТЫ ГАЗА НА СУШЕ И ШЕЛЬФЕ АРКТИКИ И ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В КВАРТЕРЕ

**В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова, Т.С. Сколотнева**

## Введение

Одним из отличительных признаков четвертичного периода стало формирование мощной криолитозоны – широкого распространения многолетнемерзлых пород, обладающих специфическими физическими и литологическими свойствами и образующих особые формы рельефа. С этим явлением тесно связана еще одна яркая черта квартера – образование гидратов газа в континентальных условиях. Известные и широко распространенные субаквальные гидраты газа образовывались и образуются в настоящее время в морях и океанах, в областях континентального склона, материкового подножия и глубоководья. В северных широтах проявления субаквальных газогидратов обнаруживаются на глубинах, начиная с 300м, а в южных – с 600м. Данная работа посвящена только гидратам газа, сформированным в криолитозоне в континентальных условиях арктического региона в позднем кайнозое. Проявления гидратов газа найдены во многих местах к востоку от Урала, начиная с глубины 2м [Якушев и др., 2003]. Современные полярные шельфы, представляющие собой продолжение арктической суши, имеют криолитозону, которая наиболее активно формировалась в периоды его осушения в четвертичное время. Мощная толща многолетнемерзлых пород создает стабильные условия для существования клатратной формы газа, как на суше, так и на шельфе.

Газовые гидраты – это льдоподобные кристаллические соединения, которые образуются при определённых температурах и давлениях из молекул воды и низкомолекулярного газа ($CH_4$, $C_2H_6$, $CO_2$, $N_2$ и др.). Известные залежи и проявления гидратов газа обычно представлены метаном с незначительными примесями кристаллов других газов. Помимо достаточного количества газа и воды необходимы наличие коллекторов и покрышек, и путей поступления газа и воды к коллектору. Эти условия ставят газовые гидраты в один ряд с другими углеводородами, которые являются полезными ископаемыми. В арктических областях роль покрышек играют многолетнемерзлые породы.

К настоящему времени в арктической континентальной области известны крупные скопления гидратов газа на севере Западной Сибири и на побережье моря Бофорта (север Аляски и район дельты р. Маккензи). Изученные залежи кристаллогидратов этих областей ассоциируются с эксплуатируемыми месторождениями нефти и газа. Шельф, прилегающий к этим районам, в периоды регрессий находился в субаэральных условиях, и в его пределах формировалась криолитозона, образовывались гидраты газа. Зная характер распространения гидратов газа в разрезе месторождений, можно проводить экстраполяцию полученных данных в область современного шельфа, кристаллогидраты которого сейчас находятся в субаквальных условиях.

В результате исследований континентальной клатратной формы газов, которая формировалась, главным образом, в квартере, возникает проблема оценки продолжительности существования этого образования.

## Условия образования и распространения континентальных гидратов газа

В северных широтах поздний кайнозой, точнее поздний миоцен, стал постепенным переходом от теплого влажного климата палеогена к суровым обстановкам квартера. В позднем миоцене (мессинский кризис) произошла значительная регрессия, сравнимая с масштабами последнего ледникового максимума. Уровень моря опустился до – 300м по сравнению с его современным положением. Это событие сопровождалось понижением температур, установлением ледового режима в акватории Северного Ледовитого океана [Атлас…., 1991; Гусев и др., 1999]. В позднем

плиоцене формируется устойчивая криолитозона (более 3 млн лет назад), об этом свидетельствует наличие сингенетических ледяных жил в разрезах осадков этого возраста [Лаврушин, Алексеев, 1999; Розенбаум, Шполянская, 2002]. Вероятно, к этому времени должно быть отнесено начало образования клатратов газа в континентальных условиях.

Первые признаки возможных гидратных скоплений были обнаружены в начале 50-х годов в Средней Сибири в устье р. Оленек в процессе буровых и разведочных работ. В описании керна были отмечены газопроявления, характерные для присутствия газогидратов [Черский, Царев, 1973]. На территории Западной Якутии и Колымо-Индигирской низменности были описаны газовые гидраты, о наличии которых свидетельствовали обильные газопроявления. Они располагаются в пределах глубин от 2 до почти 600м (в интервалах 60–80, 20–120, 140–190 и глубже) [Порохняк, 1988; Ривкина и др., 1993; Якушев и др., 2003].

Опытным путем были выявлены условия, в которых возможно образование и существование гидратов газа, которые отличаются определенным соотношением температуры и давления. В дальнейшем зона образования и стабильности кристаллогидратов стала определяться либо математическим путем с помощью решения ряда уравнений по изменению термического градиента и уравнения равновесного стабильного существования гидрата в данной среде, либо графическим методом, предложенным Ю.Ф. Макагоном в 1966г [Макагон, 2003].Помимо такой характеристики существования гидратов газа как зона стабильности, была установлена и определена зона метастабильности гидратов. Зона метастабильности газогидратов – это часть разреза многолетнемерзлых пород, находящаяся выше кровли зоны стабильности гидратов, в которой температурный режим пород соответствует, условиям существования эффекта самоконсервации газовых гидратов при отрицательных температурах. Газовые гидраты внутри зоны метастабильности не могут образовываться, но могут существовать в законсервированном состоянии длительное время при условии сохранения льда в разрезе, который препятствует разложению гидратов при отрицательных температурах [Якушев и др., 2003]. Известные крупные скопления клатратной формы газов образовались в районах нефтегазовых месторождений. Гидраты газа состоят в большей степени из катагенного газа с обязательной примесью биогенного. Проявления и незначительные скопления гидратов газа часто полностью состоят из биогенного метана. Гидраты газа заполняют поры в осадках, образуют прожилки, жилы, пропластки и слои. Проявления газогидратов обычно сосредоточены в зоне метастабильности. Типичные примеры распространения гидратов газа показаны на упрощенной схеме, совмещающей характеристики термобарических и природных условий (рисунок).

Обычно, крупные скопления этих образований (залежи) находятся в зоне стабильности, а проявления приурочены к зоне метастабильности. Исключение представляет собой Ямбургское газоконденсатное месторождение, где гидраты газа располагаются в зоне метастабильности [Якушев и др., 2003].

Явление гидратообразования на арктической суше имеет четкую временную привязку поздний плиоцен – четвертичный период, и генетическую связь с распространением многолетнемерзлых пород. Однако строгой привязки к определенным стратиграфическим единицам не наблюдается. Возраст толщ, содержащих клатраты газа, определяется геологической историей района. Изучение геологических разрезов с гидратами газов, позволяет заметить, что они, как правило, накапливаются в дельтовых, авандельтовых и прибрежно-морских песчаниках, алевролитах, конгломератах и угольных толщах (таблица).

Анализ геологической позиции мест обнаружения клатратной формы газа показывает, что они приурочены к тем же обстановкам, что и месторождения других углеводородов данного региона. Все масштабные арктические находки гидратов газа сосредоточены в областях пассивных континентальных окраин, в отложениях с хорошими коллекторскими свойствами. В море Бофорта мощности мел-кайнозойских отложений достигают 16 км. Они представлены чередованием песков, алевритов, глин флювиального происхождения [Ushida et al., 2000]. Зафиксирована позднемиоценовая регрессия, ее поверхность служит региональным несогласием для моря Бофорта. И также является точкой отсчета для формирования сухого холодного климата в этой области.

С этой точки зрения шельф российской Восточной Арктики, располагаясь в области развития многолетнемерзлых пород, является весьма перспективным для открытия залежей этой формы углеводородов. Эта область представляет собой огромную территорию аллювиально-озерных-дельтовых равнин с мощной толщей отложений позднего мела – кайнозоя (около 11 км), содержащих значительное количество органики, слои углесодержащих отложений [Друщиц, Садчикова, 2009; Садчикова, Друщиц, 2010].

Описание тектонического развития территорий, где обнаружены крупные скопления гидратов газа, выходит за рамки данной работы. Однако стоит отметить некоторые черты, характерные для

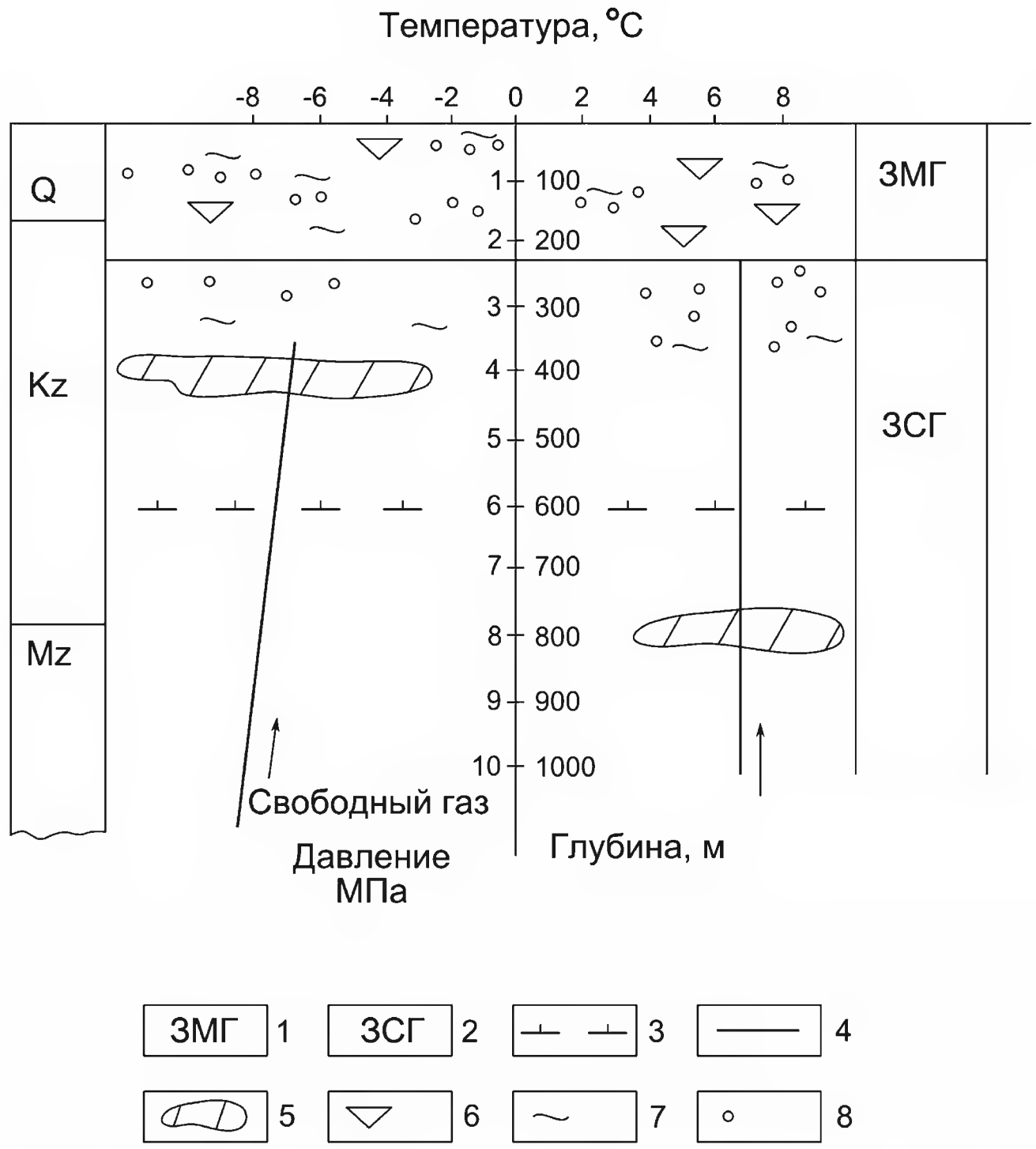



**Рисунок.** Аккумуляция гидратной формы газа в зависимости от термобарических и природных условий

1 – зона метастабильности гидратов газа; 2 – зона стабильности гидратов газа; 3 – подошва криолитозоны; 4 – тектонические нарушения; 5 – крупные скопления гидратов газа; 6 – реликтовые гидраты газа; 7 – проявления гидратов газа; 8 – биогенный газ

**Таблица.** Характеристики распространения скоплений гидратов газа (гг)

| Район | Возраст отложений, содержащих гг | Мощность многолетнемерзлых пород (м) | Глубина залегания гг (м) | Обстановка накопления отложений, содержащих гг |
|---|---|---|---|---|
| Западная Сибирь (Западно-Мессояхская и Восточно-Мессояхская площади) [Агалаков, 1997] | Турон | 320–350 | 700–730 | Морской бассейн |
| Ямбургское месторождение [Якушев и др., 2003] | Ранний–средний неоплейстоцен | 350–400 | 70–120 | Пляжево-прибрежная зона |
| Северная Аляска (площадь Тарн и Эйлин) [Lorenson et al., 2005] | Поздний мел–кайнозой | 600 | 210–950 | Прибрежно-дельтовая равнина |
| Канада, дельта р. Маккензи [Usida et al., 2000] | Олигоцен | 640 | 890–1190 | Дельта и продельта, мелководный шельф |
| Море Бофорта, восточная часть[Majorowiez, Hannigen, 2000] | Плиоцен–голоцен | 100–600 | 550–1450 | Прибрежная зона и мелководье |

неотектонического этапа (времени образования гидратов газа) геологической истории севера Западной Сибири и побережья моря Бофорта. На севере Западной Сибири в миоцене происходило постепенное воздымание с сохранением структурного плана мела и палеогена. В плиоцен-четвертичное время произошел резкий подъем всей территории. Залежи гидратов газа расположены на приподнятом межрифтовом блоке с высокой тектонической активностью [Гуськов, Беляев, 2009; Самохин, 2011]. Море Бофорта является самой активной акваторией Амеразийского бассейна. Облик этой области формировался в конце мезозоя и связан с раскрытием Канадского бассейна. Область палеоспрединга упирается в устье р. Маккензи. Полоса современной активной сейсмичности приурочена к долине и дельте р. Маккензи и протягивается на северо-запад к северному побережью Аляски [Аветисов, 1996].

Современный этап геологического развития море Бофорта может быть сопоставлен с проявлением современных геодинамических процессов в море Лаптевых. Море Лаптевых – тектонически активный регион, здесь проходит граница Амеразийского и Евразийского бассейнов. Зоны эпицентров землетрясений (Лено-Таймырская, Новосибирских островов и продолжения хребта Гаккеля) фиксируют на шельфе моря Лаптевых контуры западного и восточного блоков, которые расположены на разных плитах (Евразийской и Амеразийской). Континентальным сегментом этого пояса является Хараулахская сейсмотектоническая зона, которая приурочена к серии субмеридионально ориентированных (Кенгдейской, Кунгинской, Согинской, Быковской протоки и др.) рифтогенных впадин [Имаева и др., 2010]. Принимая во внимание то, что в море Лаптевых есть субмаринная криолитозона, можно ожидать распространение гидратов газа в этой акватории.

С помощью математического моделирования удалось установить [Романовский и др., 2009] сложную ситуацию развития многолетнемерзлых пород и предположительно связанных с ними зон стабильности гидратов газа на шельфе моря Лаптевых. В крупных рифтах с высокими значениями теплового потока образуются сквозные эндогенные талики, в которых в межледниковья не сразу, а с некоторым запаздыванием по времени и мерзлота и газовые гидраты деградируют. В холодные эпохи талики могу промерзать, а могут сохраняться за счет изменения соотношения температуры и давления (при регрессии исчезает давление водной толщи). Результаты проведенного моделирования дают возможность полагать, что море Лаптевых известное своей тектонической активностью и наличием рифтогенных впадин имеет значительные ограничения по распространению крупных скоплений гидратов газа. Проявления же клатратов газа видимо могут встречаться часто. Эти выводы подтверждаются результатами исследований, проведенных на суше. Осадки кайнозоя рифтогенных впадин северного Верхоянья представлены чередованием песков, глин алевритов, песчаников с прослоями галечников и бурых углей, лигнитов. Скоплений гидратов газа по данным бурения в этих впадинах нет, не смотря на наличие криолитозоны.

Четвертичная толща континентальной окраины Арктики содержит прослои торфа, растительные остатки различной степени разложения. Исследования содержания метана в многолетнемерзлых породах показали, что в отложениях приморских низменностей от дельты Лены до устья Колымы присутствуют значительные количества метана биогенного происхождения, который может образовываться как в холодные, так и в теплые эпохи. Более того, метан может находится и в клатратной форме. Формирование гидратов метана вне расчетных термобарических условий может определяться избыточным внутрипоровым давлением, возникающим при эпигенетическом промерзании замкнутых массивов, которое компенсирует недостаточное геостатическое давление [Ривкина и др., 2006]. Кристаллогидраты, генерированные из газа, растворенного в воде промерзающих отложений, находятся в толще многолетнемерзлых пород [Гинсбург, Соловьев,1994]. Такой вывод подтверждается экспериментальными данными [Чувилин и др., 2005; Chuvilin, Lupachik, 2010]. Эти исследования объясняют находки проявлений клатратов газа на небольших глубинах. Можно предположить, что процесс гидратообразования в области криолитозоны встречается достаточно часто, что выражается в заполнении клатратами порового пространства, образовании тонких прослоек, прожилок. Проявления кристаллогидратов быстро исчезают при резком изменении термобарических условий территории их аккумуляции.

Сравнение карт перспектив нефтегазоносности, карт условий газогидратоносности и потенциально газогидратоносных акваторий, карт субмариной криолитозоны и тектонических карт Атласа «Геология и полезные ископаемые шельфов России» [Атлас…., 2004] позволяет выделить наиболее перспективные районы, имеющие условия для аккумуляции гидратов газа. Скопления гидратов газа могут формироваться и консервироваться при наличии в одной области требуемых для образования гидратов термобарических условий, достаточного количества газа, многолетнемерзлых пород, активной тектоники. Это не относится к областям крупных рифтов, палеодолин крупных рек. С большой долей вероятности к перспективным относительно

гидратов газа можно отнести область шельфа, к северо-востоку от Новосибирских островов, пролив Санникова, пролив Дм. Лаптева?, взморье междуречья Индигирки и Колымы, Хатангский залив, шельф к западу от п-ова Таймыр.

## Современная среда как образец межледниковых условий существования для проявлений гидратов газа

Исследования проявлений клатратов газа обнаружили сложную ситуацию их существования: в едином временном отрезке они могут образовываться, консервироваться и деградировать, находясь в различных природных обстановках. В современных континентальных условиях места нахождения скоплений или проявлений гидратов газа располагаются в высоких широтах, на низменных приморских пространствах с хорошо развитыми не очень крупными речными системами, большим количеством озер различного размера и болот. Крупные реки (Обь, Енисей, Лена, Яна, Индигирка) и их продолжение на шельфе оказывают значительное влияние на окружающую среду, и создают условия неблагоприятные для образования гидратов газа в их долинах. Такая же зависимость характерна и для крупных озер. Это связано с существованием сквозных таликов в этих областях, а также в рифтовых зонах за счет высоких значений теплового потока [Романовский и др., 2003; Романовский и др., 2009]. Относительно некрупные реки (Хатанга, Оленек, Хрома, Омолой) не создают сквозных таликов. В их бассейнах есть условия для сохранения гидратов газа [Романовский и др., 2003]. К этой же категории относятся реки, в бассейнах которых обнаружены залежи кристаллогидратов: Мессояха, Купарук, Колвилл. В бассейнах нижнего течения этих рек расположена масса небольших озер. Еще более благоприятные условия для газовых гидратов существуют в долинах малых рек, которые промерзают до дна в зимний период. В короткий летний сезон сквозные талики не успевают образоваться. Река Маккензи по своим гидрологическим параметрам (длина, площадь бассейна, годовой сток, средний годовой расход) выделяется из вышеописанного ряда. По размерам р. Маккензи принадлежит к категории крупных рек. Ее гидрологические характеристики превышают такие показатели для рек Яна и Индигирка, отложения долин которых по расчетным данным не должны содержать клатраты газа. Однако и самой дельте р. Маккензи и на ее взморье обнаружены скопления и проявления гидратов газа.

Оценивая современность как межледниковье, можно определить возможности существования газогидратных образований в эпохи потеплений. Развитие гидратной формы газа складывается из двух этапов: образование и сохранение только после формирования значительных мощностей многолетнемерзлых пород (холодные эпохи) и деградация (на фоне процесса самоконсервации), и исчезновение (эпохи потепления). Появление значительных масс гидратов, вероятно, имело место в позднем плиоцене. К этому времени в арктическом регионе формируется устойчивая криолитозона [Лаврушин, Алексеев, 1999; Фрадкина и др., 1999; Андреев и др., 2011]. На северо-востоке Евразии это событие связано с кутуяхским временем. К началу четвертичного периода возможно широкое распространение скоплений и проявлений гидратов газа на этих территориях. Вопрос об исчезновении газовых гидратов, видимо, является дискуссионным в свете современных натурных, экспериментальных исследований и моделирования.

Если гидраты газа существуют в настоящее время, значит, они могут сохраняться в эпохи потепления. Установлено, что существует эффект самоконсервации как многолетнемерзлых пород, так и клатратов газа [Конищев, 2011; Чувилин и др., 2005].

Кристаллогидраты могут образовываться в субаквальных условиях. Это положение подтверждается полевыми исследованиями. Мерзлые толщи субмаринного происхождения обнаружены на приморских равнинах практически для всего разреза неоплейстоцена. Предполагается, что они формировались как в ледниковые эпохи, так и в межледниковья. В настоящее время многолетнемерзлые породы могут образовываться на глубинах более 40 м [Шполянская и др., 2006]. Эти данные подтверждены экспериментами. Основные параметры этого процесса – увеличение давления в мерзлых породах за счет водной толщи и расширение зоны стабильности гидратов газа. Зона гидратообразования ограничивается изобатами 50–60м [Chuvilin, Lupachik, 2010].

Особый интерес представляют захороненные торфяники и болота, имеющие широкое распространение в отложениях современного шельфа и являющиеся поставщиками метана в атмосферу при субаэральном существовании. При захоронении в субаквальных условиях они могут продуцировать проявления клатратов газа за счет дополнительного давления водной толщи. Установлено, что для мелких скоплений гидрата метана основным источником является метан биохимического генезиса. Большие площади приморских низменностей заняты рельефом термокарстового происхождения – аласами и связанными с ними озерами и болотами. В настоящее время они занимают 75% площади приморских низменностей Север-

ной Якутии [Конищев, 2011]. Предполагается, что развитие таких ландшафтов имело место как в каргинское время, так и в казанцевское [Каплина, 2009, 2011]. Аласы и сопутствующие им озера являются генераторами биогенного метана [Walter et al., 2007]. В субаквальных обстановках осадки аласного комплекса создают слоистую толщу, в которой находятся как источники воды, так и метана. Замерзая при избыточном давлении, насыщенная газом вода превращается в гидрат газа.

Естественные природные изменения накладывают свой неизгладимый отпечаток и на сохранение многолетнемерзлых пород и на сохранение связанных с ними кристаллогидратов. В морях Западной Арктики в большей мере чувствовалось и чувствуется влияние Атлантического океана. Побережье северо-востока Европы – область несплошного распространения многолетнемерзлых пород. Наблюдается газонасыщение осадков и мощные выбросы газовых струй от дна почти до поверхности воды в областях мелководий Печорского и Карского шельфов. Эти явления связаны с составом осадков (наличие органики) и строением четвертичного чехла шельфа в этой области [Рокос и др., 2001; Рокос, Тарасов, 2007]. С помощью бурения удалось установить, что кровля многолетнемерзлых пород залегает в нескольких десятках метров от поверхности дна, мощность их 20–40м. Наиболее часто мерзлые массивы встречаются на глубинах менее 20 м. Предполагается, что эти породы деградируют от своей кровли; наибольшая интенсивность протаивания связана с началом трансгрессии, когда при небольшой глубине толща воды интенсивно прогревается. В дальнейшем при увеличении глубины температура воды понижается, и таяние замедляется [Рокос, 2011].

Угленосные толщи, находящиеся в зоне стабильности гидратов газа, содержат их прослои. Эти каустобиолиты приурочены к одним и тем же обстановкам осадконакопления. Угленосные отложения в восточном секторе российской Арктики формировались на протяжении всего кайнозоя. Этому способствовали условия теплого умеренно влажного климата и обстановки прибрежно-морских слабо осолоненных заболачивающихся озер и подводных дельт. Угли образовывались в узкой литоральной (сублиторальной) зоне, на приморской аллювиальной равнине со старичными озерами и болотами. Они формировались из гумусового вещества, в спокойных условиях малоподвижного мелководья [Садчикова, Друщиц, 2010]. Математическое моделирование процесса деградации многолетнемерзлых пород в условиях Анабаро-Хатангского района (шельф, глубина 4–20 м) Ленского угленосного бассейна показало существенное возрастание скорости деградации многолетнемерзлых пород в зоне кровли моноклинально залегающих угольных пластов, выходящих в зону оттаявших осадков. В результате интенсивного протаивания по кровле угольного пласта формируется талик. В данных условиях процесс деградации многолетнемерзлых пород сопровождается выделением в водный слой и в область талика метана, сорбированного углем [Буров, Гресов, 2011]. Видимо проявления гидратов газа, сопровождающие угленосные толщи, могут разрушаться быстрее, чем сформированные в отсутствии угля.

В Восточной Сибири на территории низменностей мощность многолетнемерзлых пород в грабенах изменяется от 340 до 460м, на положительных морфоструктурах – от 415–450 до 640м. В аласном пространстве мощность мерзлых отложений меняется от 200–300м на приозерном уровне до 300–400м на высоких террасах. В районе Новосибирских островов общая мощность многолетнемерзлых и охлажденных пород может достигать 1 км [Гаврилов, 2008]. Эти цифры говорят о том, что в субаквальных обстановках – более благоприятные условия для консервации гидратов газа. По некоторым палеодолинам (Оленек, Хатанга–Анабар) в начале голоцена осуществлялось проникновение морских вод на территорию современного моря Лаптевых. Этот процесс происходил с катастрофической скоростью [Лаврушин, 2010]. Столь быстрое заполнение морскими водами палеодолин могло привести к эффекту самонсервации криолитозоны и сохранить скопления гидратов газа в этих депрессиях, которые сейчас находятся в субаквальных условиях. Данные бурения в море Бофорта подтверждают это предположение: морские скважины чаще демонстрируют присутствие клатратов газа [Majorowitch, Hanningen, 2000]. В тоже время на шельфе Восточной Арктики выделены участки с повышенными концентрациями метана в осадках и придонном слое воды: северо-восточная часть авандельты Лены с максимумом в заливе Буор-Хая, пролив Дм. Лаптева, западная и юго-восточная часть о. Большой Ляховский, авандельта р. Индигирки, южная оконечность о. Бельковский, южная оконечность о. Новая Сибирь [Кошелева, Яшин, 1999; Космач и др., 2008]. Эмиссия метана, видимо, связана с деградацией многолетнемерзлых пород, что может вызывать выделение газов из растаявших отложений (осадки болот, торфяники, углесодержащие толщи, кристаллогидраты).

Проведенные реконструкции развития криолитозоны при глобальном потеплении при различных температурных величинах позволили установить общую тенденцию в распространении и изменении криогенных процессов на территории

Северной Евразии [Нечаев, 2010]. При устойчивом потеплении климата прогноз на основе нескольких сценариев показывает сдвиг на север границы распространения несплошной криолитозоны. Значительная деградация сплошного распространения многолетнемерзлых пород возможна на крайнем северо-востоке Европы, на юге Ямала и Гыдана, на Тазовском п-ове. Эти данные позволяют предположить, что наибольшая степень уязвимости грозит залежам гидратов газа Западной Сибири. Особенно это касается гидратов газа Ямбургского месторождения, которое расположено в зоне метастабильности. Побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского останется в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород даже при глобальном потеплении на 1,7°С, что обусловит дальнейшее сохранение проявлений гидратов газа.

## Кристаллогидраты в четвертичное время

Как указывалось выше, предпосылки образования криолитозоны начали появляться, со времени позднемиоценовой регрессии. Изучение керна глубокой скважины, пробуренной в озере Эльгыгытгын, позволило составить непрерывную летопись изменений природных условий в полярных широтах северо-востока Азии с уровня 3,5 млн лет [Андреев и др., 2011], практически с уровня возникновения многолетней мерзлоты. Видимо, экстраполяция данных разреза осадков озера Эльгыгытгын по всей континентальной окраине Восточной Арктики требует некоторых ограничений. Однако общая тенденция природных изменений должна сохраняться даже в таком крупном регионе. На основании палинологических данных уже в позднем плиоцене для Чукотки выделяются явно холодные сухие (тундровые и степные ландшафты) и относительно теплые и влажные (ландшафты хвойных и березовых лесов, лесотундра, кустарниковая тундра) обстановки. Изучен также разрез донных осадков озера Эльгыгытгын, фиксирующий изменение природной среды за последние 350 тыс. лет [Матросова, 2009]. Имеются сведения по строению и составу отложений о. Большой Ляховский [Meyer et al., 2002] и обобщенные данных по наиболее ярким событиям квартера для арктических регионов и северо-востока Евразии в целом [Лаврушин, Алексеев, 1999; Фрадкина и др., 1999].

На основании этих данных можно выделить этапы в развитии природных обстановок с позиции создания условий для образования клатратоносных отложений. С этой точки зрения в летописи природных изменений северо-востока Евразии могут быть выделены эпохи, с суровыми климатическими условиями, которые способствовали развитию и сохранению криолитозоны и приуроченных к ней проявлений гидратов газа. Периоды, с которыми может быть связано активное формирование проявлений гидратов газа (2,9–2,7 млн лет, 2,65–2,5 млн лет, 1,2–0,78 млн лет, 0,6–0,4 млн лет, 0,3–0,24 млн лет и 0,18–0,13 млн лет), характеризуются наличием признаков оледенения, изменением растительности в сторону холодоустойчивых (тундровых) видов, понижением уровня озера Эльгыгытгын, регрессией уровня моря. Количественная оценка продолжительности выделенных выше холодных сухих этапов показывает, что наиболее благоприятными с позиции формирования криолитозоны и сопутствующей ей зоны стабильности гидратов газа были обстановки в конце плиоцена, в конце эоплейстоцена, во второй половине раннего неоплейстоцена. Следует обратить внимание на то, что периоды холодных сухих природных обстановок (0,3–0,24 и 0,18–0,13 млн лет) среднего неоплейстоцена разделяются временем представляющим собой интерстадиал. В этот этап развития криолитозоны осадки, содержащие гидраты газа, видимо не только не протаивали, но и происходила их аггрaдация. Это подтверждается данными по строению и геохронологии четвертичных разрезов о. Большой Ляховский [Meyer et al., 2002].

Валдайское время также можно определить как наиболее значимое для формирования и наращивания криолитозоны и зоны стабильности газогидратов на арктической континентальной окраине. Каргинский интерстадиал (средний валдай) отличался весьма низкими температурами и признаков деградации многолетнемерзлых пород в это время пока не обнаружено [Величко и др., 2002]. Ранний и поздний валдай отвечали ледниковым и перигляциальным условиям.

В летописи осадков озера Эльгыгытгын естественно зафиксированы и периоды потепления климата. После начала распространения криолитозоны наиболее теплым можно считать отрезок времени 2,34–2,2 млн лет назад с лиственничными лесами, где встречаются каменная сосна, береза и кустарники. Также выделяется время формирования верхней части канарчакской свиты (начало эоплейстоцена). На основании текстурных особенностей и данных палинологического анализа этих отложений предполагается, что они формировались в условиях более теплых и влажных, чем современные климатические условия [Алексеев и др., 1991]. Межледниковые эпохи имели место также 550 и 450–385 тыс. лет назад [Лаврушин, Алексеев, 1999;по данным разрезов Новосибирских островов]. Хорошо определяется также по палинологическим данным (распространение лесотундры, лиственично-березовых лесов)

потепление в среднем неоплейстоцене (334–301 тыс. лет) [Матросова, 2009].

Наиболее хорошо изученное казанцевское межледниковье, особенно в свой оптимум, характеризовалось летними и зимними температурами выше современных. Трансгрессия этого времени имела уровень гораздо выше современного. Однако распределение мощностей многолетнемерзлых пород свидетельствует о том, что криолитозона не была полностью разрушена. Это касается, главным образом, Восточной Арктики, побережий как Западной так и Восточной Сибири, где в это время происходило сингенетическое промерзание отложений. В Западной Арктике за счет сильного влияния Атлантического океана многолетнемерзлые породы в некоторых зонах просто исчезли, оставались лишь отдельные их острова на востоке современной Большеземельской тундры [Величко и др., 2002]. Эти выводы подтверждаются результатами моделирования состояния криолитозоны для условий казанцевского межледниковья [Нечаев, 2010]. Можно также рассмотреть изменение природных обстановок в голоцене, но из-за краткости его временных подразделений, видимо эти климатические колебания не могли оказать существенного влияния на распространение криолитозоны и гидратов газа.

В межледниковое время потепление климата вызывает изменение температурного режима, что приводит к сокращению мощности и изменению конфигурации зон многолетнемерзлых пород. Вслед за этим, с некоторым опозданием, происходят нарушения в зоне стабильности гидратов газа, в результате чего часть гидратов обращается в свободный газ. Существует множество моделей, которые описывают развитие зоны стабильности гидратов газа в различных природных условиях. Они базируются в основном на расчетах, построенных при учете изменений среднегодовой температуры, литологии отложений, теплового потока [MacDonald,1990; Соловьев, 2002; Романовский и др., 2009]. Прогнозируется, что при изменении температуры от -1°С до -15°С в период падения уровня моря, формирование зоны стабильности гидратов газа начинается через 2 000 лет после установления суровых природных условий, через 10000 лет мощность зоны стабильности может составлять 230м, а через 60 000 – уже 480м. При изменении температуры от -15°С до -1°С разрушение зоны стабильности газогидратов при постепенном потеплении климата может занимать от 2 000 до 14 000 лет[MacDonald,1990]. Приведенные выше сценарии видимо нуждаются в привлечении в их построение большего количества природных характеристик, поскольку они не соответствуют обстановкам, в которых находятся известные скопления клатратов газа. Основываясь на имеющихся данных по экспериментам и натурным наблюдениям можно заключить, что даже в эпохи межледниковья, сравнимые по показателям с казанцевским временем, существовали условия для сохранения сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Установлено, что на о. Большой Ляховский никогда не было таких теплых зим как сейчас, и при этом многолетнемерзлые породы присутствуют. [Meyer et al., 2002]. Эти материалы дают возможность предполагать, что зона стабильности гидратов газа, генетически связанная с криолитозоной, при учете эффекта самоконсервации, сможет существовать продолжительное время.

## Заключение

Гидраты газа оцениваются сейчас как один из будущих источников энергоресурсов. С другой стороны образование континентальных гидратосодержащих отложений – это природный процесс, связанный с определенными природными обстановками. Этот процесс неотделим формирования криолитозоны. Следует разделять наличие гидратов газа по количественному признаку. Скопления (залежи) кристаллогидратов встречены сейчас только в областях газовых, газоконденсатных и нефтяных месторождений. Проявления обнаружены гораздо чаще и на меньших глубинах. Для крупных скоплений клатратов газа, однако, наличие многолетнемерзлых пород необходимое, но недостаточное условие для формирования отложений, содержащих клатраты газа. Там, где нет определенных термобарических условий, достаточного количества газа, воды, отложений с хорошими коллекторскими свойствами, активной системы тектонических нарушений – клатраты газа не образуются. По данным моделирования их формирование не возможно также в областях крупных речных долин и рифтогенных впадин. Проявления сохраняются в зоне метастабильности гидратов газа и распространены гораздо шире. Они могут образовываться и в современных условиях параллельно с формированием криолитозоны, заполняя поровые пространства незначительной мощности. Видимо, разрушение проявлений кристаллогидратов вносит свой вклад в эмиссию метана на акватории шельфовых морей Восточной Арктики.

Материалы по палеогеографии позднего кайнозоя, особенно четвертичного периода, экспериментальные данные и данные моделирования по динамике криолитозоны и зоны стабильности гидратов газа позволили определить возможные условия существования кристаллогидратов в арктическом регионе. Криолитозона и сопутствую-

щие ей проявления гидратов газа стали формироваться, начиная с позднего плиоцена. В дальнейшем их объемы могли сокращаться в эпохи потепления эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена. Начиная со среднего неоплейстоцена, зона стабильности гидратов газа достигла таких размеров, что она не исчезает, но может в какой-то степени протаивать. Особое значение приобретают холодные (ледниковые и перигляциальные) этапы, если за ними следует интерстадиальное время. В интерстадиале отложения, содержащие кристаллогидраты, хорошо сохраняются и на севере региона могут и продлжать агградировать. Межледниковые этапы развития природы четвертичного периода арктического региона (как аналог современных климатических условий) характеризуются неоднозначными условиями для развития клатратоносных отложений. Даже в эпохи потепления в субаквальных условиях центрального и внешнего шельфа сохраняются условия для образования и наращивания криолитозоны и формирования проявлений гидратов газа. Но в тоже время существуют области, где такие процессы не возможны.

В целом же современную природную обстановку арктических районов нельзя назвать экстремальным потеплением. Вполне возможно, что известные залежи гидратов газа (Россия, США, Канада) будут существовать еще в масштабах геологического времени. Современные сценарии развития криолитозоны при устойчивом потеплении обеспечивают нас возможностью для исследований и разработки континентальных гидратоносных залежей до конца XXI века. И видимо на более долгий период – при открытии субаквальных, шельфовых, месторождений этих образований. Математические модели динамики зоны стабильности гидратов газа, исходя из натурных и экспериментальных данных, нуждаются в усовершенствовании, чтобы сделать более точные определения для сроков существования скоплений гидратов газа, которые изначально образовались в континентальных условиях.

Авторы выражают свою искреннюю признательность Ю.А. Лаврушину за конструктивные замечания и ценные советы, высказанные в ходе работы над рукописью.

## Литература

*Аветисов Г.П.* Гипоцентрия землетрясений моря Бофорта и его обрамления // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб: из-во ВНИИОГ.1996.Вып. 1. С. 127–131.

*Агалаков С.Е.* Газовые гидраты в туронских отложениях на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1997, № 3.С. 16–21

*Алексеев М.*Н., *Архангелов А.А., Иванова Н.М. и др.* Моря Лаптевых и Восточно-Сибирское. Кайнозой // Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое» 1991. Т. 1 С.1–14–1–22.

*Андреев А.А., Меллес М., Веннрик Ф., Брайхам-Гретте Ю.* Климат в позднем плиоцене/раннем плиоцене на северо-востоке сибирской Арктики по данным пыльцевых исследований отложений озера Эльгыгытгын // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–17 сентября 2011 г.) – Апатиты; СПб. 2011. Т. 1 (А- К). С. 33–36.

Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое»/ Гл. ред. Алексеев М.Н. Великобритания. Робертсон Групп. Лландидно, 1991. Т. 2. 129 листов

Атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России» / Гл. редактор Алексеев М.Н. М.: Научный Мир. Москва. 2004. 96 лист.

*Буров Б.А., Гресов А.И.* Влияние залежей углей на поцесс деградации многолетнемерзлых пород в шельфовой зоне арктических морей и выделение метана в водный слой // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 242–245.

*Величко А.А., Нечаев В.П., Баулин В.В., Данилова Н.С.* Криолитозона // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 13000 лет (Гл. ред Величко А.А.). Вып. II. – М.: ГЕОС. 2002. С. 38–55.

*Гаврилов А.В.* Криолитозона арктического шельфа Восточной Сибири (современное состояние и история развития в среднем плейстоцене–голоцене). Автореф. докт. г.-м. наук. М.: изд-во МГУ. 2008. 42 с.

*Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А.* Субмаринные газовые гидраты / ВНИИОкеангеология. СПб. 1994 199с.

*Гусев У.А., Мусатов Е.Е., Рекант П.В. и др.* Кайнозойский этап развития шельфа моря Лаптевых // Геология морей и океанов: Материалы XIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 2. – М.: ГЕОС, 1999. С. 27–30.

*Гуськов С.А., Беляев С.Ю.* Неотектонический этап развития северной части Западно-Сибирского осадочного бассейна // Геология полярных областей Земли. Материалы Тектонического совещания. Т.1.– М.: ГЕОС, 2009. С. 172–176.

*Друщиц В.А., Садчикова Т.А.* Флювиальные комплексы на шельфе Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып.1. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 173–190.

*Друщиц В.А., Садчикова Т.А.* Некоторые региональные закономерности размещения скоплений газогидратов в Арктике // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2011. С. 44–48.

*Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Маккей К., Фуджита У.* Сейсмотектоника шельфа моря Лаптевых и северного сегмента Верхоянской складчатой зоны // Строение и история развития литосферы. – М.: Paulsen. 2010. С. 243–251.

*Каплина Т.Н.* Аласные комплексы Северной Якутии / Криосфера Земли. 2009, т. XIII, № 4. С. 3–17.

*Каплина Т.Н.* Древние аласные комплексы Якутии (сообщение 2) / Криосфера Земли. 2011, т. XV, № 3. С. 20–30.

*Конищев В.Н.* Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–13 сентября 2011 г.). Т. 1. С.288–290.

*Кошелева В.А., Яшин Д.С.* Донные осадки Арктических морей России / СПб., ВНИИОкеангеология, 1999. С. 286.

*Лаврушин Ю.А., Алексеев М.Н.* Арктические районы // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет (кайнозой от палеоцена до голоцена). Ред. А.А. Величко - М.: ГЕОС, 1999. С. 21–42.

*Лаврушин Ю.*А. Динамика позднечетвертичных океанских событий Западной Арктики и их отражение в природной среде Европейской России // Строение и история развития литосферы. – М.: Paulsen. 2010. С. 403–431.

*Макагон Ю.Ф.* Природные гидраты газа: распространение, модели образования, ресурсы // Российский хим. ж., 2003, т. XLVII, № 3. С. 70–79.

*Матросова Т.В.* Климат и растительность анадырского плоскогорья за последние 350 тыс. лет (палинологическая характеристика осадков озера Эльгыгытгын).// Автореф…канд. геогр. наук. М.: изд-во МГУ. 2009. 22 с.

*Нечаев В.П.* Субаэральная криолитозона // Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии. Атлас-монография. Выпуск III (Под ред. А.А. Величко). М.: ГЕОС. 2010. С. 128–141.

*Порохняк А.М.* Газогидраты криолитозоны в Западной Якутии. М.: Изд-во ЦНИИЦветмета, 1988, 84 с.

*Ривкина Е.М., Самаркина В.А., Гиличинский Д.А.* Метан в многолетнемерзлых породах Колымо-Индигирской низменности // ДАН. 1993. Т. 323. № 2. С. 559–562.

*Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В. и др.* Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики / Криосфера Земли. 2006, т. X, № 3. С. 23–41.

*Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А. Г.* Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. 2001. С. 40–51.

*Розенбаум Г.Э., Шполянская Н.А.* Позднекайнозойская история российской Арктики // Геология и полезные ископаемые шельфов России./Ред. М.Н. Алексеев.– М.: ГЕОС, 2002. С. 292–306.

*Рокос С.*И., *Тарасов Г.А.* Газонасыщенные осадки губ и заливов южной части Карского моря // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 67. М.: ГЕОС. 2007. С. 66–75.

*Рокос С.И.* Многолетнемерзлые отложения шельфа Печорского и Карского морей // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–17 сентября 2011 г.) – Апатиты; СПб. Т. 2 (Л-Я). С. 178–180.

*Садчикова Т.А., Друщиц В.А.* Палеогеография проявлений каустобиолитов на континентальной окраине Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Выпуск 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 147–160.

*Самохин А.А.* Ловушки сеноманских газовых залежей на севере Западной Сибири (типы и прогноз размещения) / Нефтегазовая геология. Теория и практика/ 2011. № 2. С. 1–16. – http://www.ngtp/ru/ rub/4/18-2011pdf

*Соловьев В.А.* Условия газогидратоносности и потенциально газогидратоносных акваторий морей России // Геология и полезные ископаемые шельфов России./Гл. ред. М.Н. Алексеев.– М.: ГЕОС, 2002. С. 179–184.

*Фрадкина А.Ф., Гриненко О.В, Лаухин С.А. и др.* Северо-Восток // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет (кайнозой от палеоцена до голоцена). Ред. А.А. Величко - М.: ГЕОС. 1999. С. 128–145.

*Черский Н.В., Царев В.П.* Перспективы разработки газогидратных залежей //: Исследования и рекомендации по усовершенствованию добычи полезных ископаемых в северных и восточных регионах СССР: Часть 1. Под редакцией Н.В.Черского и др. Якутск, 1973. С. 54–60.

*Чувилин Е.М., Козлова Е.В., Сколотнева Т.С., Ткачев Е.И.* Исследования гидратонакопления в промерзающих метанонасыщенных породах // Мат-лы 3 конференции геокриологов России. Т. 1. Физико-химия, теплофизика и механика мерзлых грунтов. М. 2005. С. 300–307.

*Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В.* Криолитозона в пределах арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли. 2006.Т. X, № 3. С. 49–60.

*Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. и др.* Газовые гидраты в отложениях материков и островов// Российский хим. ж., 2003, т. XLVII, № 3. С. 80–90.

*Chuvilin E.M., Lupachek M.* Investigation of gas hydrate formation in frozen and thawing gas saturated sediments // Minerals of the ocean-5 and deep-sea minerals and mining-2. Joint International Conference. (St.Petersburg 28 June- 01 July, 2010). Abstracts P.107–108.

*Lorenson Th., Collett T., Whiticar M.* Origin of hydrocarbon gases in gas hydrates from Alaska, USA // Proceedings of the fifth International Conference on gas hydrates. June 12–16. Throndheim. 2005. V. 1. P. 371–378.

*Uchida T., Dallimire S., Mikami. J.* Occurrences of natural gas hydrates beneath permafrost zone in Mackenzie delta: visual and X-ray imaginary //Annals of the New York Academy of Sciences. 2000. V. 912. P. 1021–1033.

*Mac Donald G.J.* Role of Methane Clathrates in Past and Future Climates // Climatic Change. 1990. V.16. P. 247–281.

*Majorowicz J.A., Hanningen P.K.* Natural gas hydrates in the offshore Beafort-Mackezie Basin – study of feasible energy source II // Natural Resources Research. 2000. V. 9, № 3. P. 201–214.

*Meyer H., Dereviagin A., Siegert Ch. et al.* Palaeoclimate Recostrution on Big Lyakhovsky Island, North Siberia and Oxygen Isotopes in Ice Wedges // Permafrost and Periglacial Processes. 2002. V. 13. P. 91–105.

*Walter K. M., Smith L.S., Chaplin F.S. III* Methane bubling from northern lakes present and future contribution to global methane budjet // Phil.Trans. R. Soc. 2007, 365. P. 1657–1676

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 71, 2011 г.

# VII ВСЕРОССИЙСКОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА «КВАРТЕР ВО ВСЁМ ЕГО МНОГООБРАЗИИ. ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ, ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ, НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ»

**Ю.А. Лаврушин, О.П. Корсакова, В.В. Колька**

VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода «Квартер во всём его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения, направления дальнейших исследований» проходило с 11 по 17 сентября 2011 г. в Апатитах в Геологическом институте Кольского научного центра Российской академии наук. Совещание было организовано и проведено Геологическим институтом Кольского научного центра РАН и Комиссией по изучению четвертичного периода Отделения наук о Земле РАН при финансовой поддержке указанного Института, Отделения наук о Земле и Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ грант 11-05-06064-г).

В работе совещания приняло участие более 160 специалистов из 96 научных, производственных организаций и высших учебных заведений Российской Федерации, а также представители Беларуси, Германии, Украины, Эстонии. Данные своих исследований также представили ученые из Армении, Азербайджана, Великобритании, Дании, Ирана, Казахстана, Нидерландов, Польши, США, участие которых ограничилось заочной формой.

К началу Совещания были опубликованы Программа, Путеводитель геологических экскурсий на природные объекты Кольского региона и в музеи Кольского научного центра, сборник представленных материалов совещания в двух томах объемом 78,3 условных печатных листов «Квартер во все его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований».

На пленарном заседании было представлено пять докладов, в которых затрагивались общие вопросы изучения четвертичного периода. С акцентом на проблемы северных регионов в плане корреляции верхнего неоплейстоцена и соотношения оледенений Арктики прозвучали доклады В.И. Астахова, Б.А. Борисова, проблема палеогеографии позднего плиоцена и раннего плейстоцена восточной Европы была поднята в докладе А.А. Величко, четвертичным осадкам Северного Ледовитого океана был посвящен доклад М.А. Левитана, в докладе М.Г. Леонова были рассмотрены вопросы гляциотектоники с позиций механики гранулированных сред.

На Совещании работали следующие секции:

- современные проблемы стратиграфии и геохронологии четвертичного периода. Таксономия общих стратиграфических подразделений квартера; проблема выделения биоценозов и их стратиграфическая корреляция;
- проблемы геоморфологии и геотектоники;
- природные и антропогенные катастрофы и их экологические последствия;
- новые материалы о геологической истории древнего человека на территории России;
- современные проблемы палеогеографии четвертичного периода и результаты исследований природных обстановок временного интервала 1,8–2,6 млн лет;
- четвертичные отложения Арктики и Субарктики;
- новые данные о климатах четвертичного периода и оледенения. Оледенение Арктики;
- седиментология квартера, полезные ископаемые;
- геоинформационные технологии в исследованиях квартера.

Также был организован Круглый стол – «Белое море: основные итоги и задачи исследований».

За время работы совещания в течение пяти дней было представлено 143 устных и стендовых докладов. В конце каждого рабочего дня по заслушанным докладам проводились дискуссии, в которых многие активно принимали участие. Во многих докладах был представлен оригинальный фактический материал, произведены крупные обобщения и высказаны пожелания о направлениях дальнейших исследований по ряду важных проблем. Одной их приоритетных проблем, затронутой на совещании, были вопросы, связанные с освещением и анализом различных аспектов изучения квартера арктических и субарктических районов. В этой связи в процессе дискуссий были отмечены доклады Д.В. Назарова о четвертичных отложениях севера западной Сибири, доклады С. Веттериха и др. о межледниковых обстановках на севере Якутии. Особое внимание привлекли доклады А.А. Андреева и др., А.В. Ложкина и П.М. Андерсон, П.С. Минюка и др., посвященные результатам бурения донных осадков озера Эльгыгытгын. Много внимания было уделено анализу разнопорядковых геодинамических событий квартера, в особенности проявлений палеосейсмических событий. В стратиграфическом плане значительный интерес вызвали доклады по палеогеографии позднего плиоцена и раннего плейстоцена Восточной Европы, Якутии и Полярной Чукотки; дискуссионные проблемы стратиграфических и палеогеографических построений в различных районах России, высокоразрешающая последовательность природных событий переходных этапов от межледниковий к оледенениям и от последних к межледниковьям, а также во внутренней структуре последних. Следует отметить доклады Л.Н. Андреичевой по стратиграфии Тимано-Печоро-Вычегодского района, Н.Е. Зарецкой и др. о геохронологии позднего неоплейстоцена в Вычегодско-Северодвинской системе, О.П. Корсаковой и др. о стратиграфии Кольского региона и другие. В докладах Т.А. Яниной, А.А. Свиточа, Н.С. Болиховской обсуждались вопросы палеогеографии Каспия. В литологическом плане много нового оказалось в рассмотрении озерного седиментогенеза и в обстановках различных природных зон, чему были посвящены доклады О.Н. Лефлат, Д.А. Субетто, В.В. Дерягина и др., В.А. Даувальтера и др., а также в изучении отложений высокоплотностных потоков времени деградации ледников в горных странах, о чем говорилось в докладе И.Д. Зольникова. Значительный интерес вызвали доклады по совместным проектам российских и зарубежных исследователей, представленные А.К. Марковой, Л. Ширмейстером, А.В. Ложкиным, М.И. Малаховым. Большое внимание и высокую оценку аудитории получили доклады В.С. Шейнкмана, В.Г. Бахмутова, в которых рассматривались методические аспекты исследований четвертичного периода с акцентом на проблемах датирования отложений. Важной проблемой четвертичного периода остается геологическая история древнего человека, вопросам которой были посвящены доклады, представленные А.А. Никоновым, Я.В. Кузьминым, Г.Н. Параниной, А.В. Черновым и др.

Совещание отметило высокое качество демонстрировавшихся карт масштаба 1:2500000 и 1:5000000, составленных Центром дистанционных исследований ВСЕГЕИ и рекомендовало их широкое внедрение в различные заинтересованные организации. Подобного типа карт не существует в других странах.

В работе совещания впервые активно приняли участие учёные многих педагогических учебных и научных учреждений. Их сообщения отличались хорошим качеством и представляли большой интерес для анализа многих теоретических вопросов учения о четвертичном периоде.

В рамках совещания состоялось две однодневные полевые экскурсии «Побережье Кандалакшского залива Белого моря: проявление ледниковой деятельности и голоценовой тектоники» и «Хибины: геоморфология, палеогеография и история освоения». В них приняли участие практически все участники совещания, которым были показаны проявления палеосейсмодислокаций в кристаллических породах Фенноскандинавского щита, маргинальные краевые ледниковые гряды и их строение, донные морены разного типа ледников, а также разнообразные водно-ледниковые образования. Кроме того, состоялись две музейные экскурсии - в Музей геологи и минералогии им. И.В. Белькова (ГИ КНЦ РАН) и в Музей истории изучения и освоения европейского севера (Центр гуманитарных проблем Баренц-региона КНЦ РАН).

Совещание отметило, что важным направлением исследований является создание детальной геологической истории биосферы квартера. В первую очередь это требует создания высокоразрешающей последовательности региональных и местных природных событий для переходных этапов от межледниковий к оледенениям и от оледенений к межледниковьям. При этом важной задачей становится познание генетической сущности данного класса природных событий. В этом плане, учитывая, что 71% поверхности Земли – океаны, становится целесообразным в ближайшем будущем сосредоточить усилия на выяснении причинно-следственных связей океаническо-атмосферных и континентально-атмосферных событий и их влияние на изменение природной обстановки, биоценозов и растительных ландшафтов на суше и в акватории. Речь идёт о геологической истории океанических течений, их изменчивой динамики, меняющейся внутренней

структуре водных толщ и связи этих процессов с изменчивостью перемещения воздушных потоков, миграцией атмосферных фронтальных зон и т.д. Подобная направленность исследований может оказаться важной для познания дальнейшего развития биосферы с последующим учётом деятельности человека. Не исключено, что сформулированное направление исследований потребует пересмотра или уточнения некоторых традиционных концепций и понятий, существующих в учении о четвертичном периоде. В первую очередь это относиться к климатостратиграфическим подразделениям и их типизации, а также генезису разного типа природных событий квартера.

На заключительном заседании было принято решение, в котором предусматриваются основные направления исследований четвертичного периода на ближайшее время:

1. Разработка детальной стратиграфии и палеогеографии интервала времени от 2,6 до 1 млн лет. Для этого следует провести детальное изучение возможных стратотипов морских и континентальных отложений, коррелятных гелазию. Обратить особое внимание на необходимость реконструкции ландшафтно-климатической последовательности природных событий данного интервала времени. Целесообразно эти работы провести совместно с азербайджанскими и украинскими исследователями.

2. Просить четвертичную комиссию МСК ускорить разработку таксономических стратиграфических подразделений квартера применительно к новому объёму.

3. Обратить внимание на познание различного типа экстремальных природных событий, этапность их концентрированного проявления и их экологические последствия. Имеется в виду работы по созданию в различных районах мониторинга палеосейсмических событий, лесных пожаров, этапности оползневых процессов и катастрофических наводнений, колебаний уровней морей и озёрных водоёмов, осадконакопления, связанного с воздушными потоками не в аридных областях.

4. Активнее изучать вопросы современной геодинамики платформенных областей и их временной сопряженности с аналогичными событиями в прилегающих горных сооружениях.

5. Разработка детальной геологической истории и палеогеографии криозоны, отражающихся в биостратиграфических и литологических результатах исследований.

6. Корреляция и причинно-следственные связи природных событий суши и прилежащих океанических и морских акваторий.

7. Проводить работу по проблемам геоархеологии, включающих изучение изменяющейся природной обстановки и истории древнего человека, его адаптации, путей миграции и т.д.

8. Просить руководство Южного научного центра РАН провести следующее VIII Совещание по изучению четвертичного периода в Ростове-на-Дону в 2013 году. Чрезвычайно важным будет провести организационную работу по привлечению к участию в его работе специалистов-четвертичников Беларуси, Украины, Азербайджана, Казахстана и других стран.

# О РАБОТЕ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА В 2010–2011 гг.

**Ю.А. Лаврушин, И.М. Хорева, И.А. Чистякова**

Работа Комиссии проводилась по следующим направлениям:

**а. Организация и проведение региональных и всероссийских совещаний и семинаров по актуальным проблемам учения о четвертичном периоде с целью информации о проводимых различными организациями исследовательских работ, их координации, оперативном ознакомлении, о полученных важнейших результатах.**

В 2010 г. Комиссия участвовала в организации и проведении научного полевого семинара «Проблемы стратиграфии, палеогеографии и экологии Вологодского региона и сопредельных районов». Главным итогом семинара явилось выделение в юго-восточном Прионежье в районе мыса Андерма крупной зоны гляциодислокаций в породах ледникового ложа, сложенных верхнедевонскими отложениями. В структуре этой зоны выделяется два напорных вала, осложненных небольшими гляциокуполами и гляциодиапирами. На востоке зона гляциодислокаций ограничена выступом каменноугольных пород. Уступ последних в палеорельефе и давление ледникового покрова спровоцировали возникновение зоны дислокаций. Подобная трактовка давно известных дислокаций в толще верхнедевонских отложений в разрезе г. Андерма явилась принципиально новой и очевидно заслуживает всестороннего изучения.

В 2011 г. 31 марта – 01 апреля в Москве проведено Всероссийское совещание «Современные проблемы неогена и квартера России (2011 г.».

В этом же году в г. Апатиты было проведено VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. В работе совещания приняли участие 162 специалиста. Участвовали представители 96 учреждений (от Магадана до Калининграда), а также ученые Беларуси, Украины и Эстонии (подробнее см. статью в этом номере)

В 2010 и 2011 г. под эгидой Комиссии проводилось изучение высокоразрешающей последовательности местных природных событий (15–11 тыс. л.н.) в районе Дивногорье (Воронежская область). В начальной части области мобилизации осадочного вещества в позднеледниковье последнего оледенения, характеризующегося крайне нестабильной климатической обстановкой. В центре внимания оказались разного типа седиментационные, палеосейсмические, палеоландшафтные, палеоантропогенные события. Кроме того, изучались и проявления природных пожаров, возникновение которых было, скорее всего, связано с деятельностью позднепалеолитического человека. Подобного типа исследования для переходного этапа от оледенения к межледниковью в нашей стране были проведены впервые.

**б. Тематика научных семинаров Комиссии по годам.**

Ежемесячно в Москве проводились научные семинары по актуальным вопросам учения о четвертичном периоде, на которых выступают с докладами исследователи различных учреждений (преимущественно Москвы). На семинарах рассматривались вопросы стратиграфии четвертичных отложений различных районов Европейской части России, проблемы геоархеологии Алтая и Дагестана, геологическая история вечной мерзлоты, эволюция фауны мелких млекопитающих, палеопедологии, палеоботаники, седиментологии, геохронологии, палеомагнетизма, проявлений палеосейсмичности и т.д.

В 2010 г. много внимания было уделено фауне млекопитающих таманского комплекса в местонахождении Синяя Балка; ассоциации хищников того же комплекса; новые данные о шерстистом носороге и отложений квартера северо-востока России. На отдельных заседаниях обсуждались результаты по неотектонике зоны сочленения

Фенноскандинавского щита и Русской плиты; особенности строения долин Горного Алтая и Предгорной равнины, обусловленное катастрофическими половодьями.

В 2011 г. на заседаниях Комиссии рассматривались следующие вопросы: положение границы Брюнес–Матуяма в разрезе Белово; геологическое строение побережий Юго-западного Крыма, Яно-Индигирской низменности; о первой находке на Таймыре скелета самки мамонта; плейстоценовая история криозоны Российской Арктики; основные направления работы музея Ледникового периода.

**в. Издательская деятельность**

Под эгидой Комиссии были выпущены следующие издания:

1. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода» № 70. М.: ГЕОС, 2010, стр. 115, уч.-изд. л. 15,5.

2. Квартер во всем его многообразии // Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Том 1 и 2. Апатиты, 2011, Общее количество усл.-изд. листов 78,3

**г. О связях с ИНКВА**

Члены Комиссии принимают и принимали участие в работе различных подразделений и проектах ИНКВА (Н.В. Алексеева, А.А. Величко, М.А. Ербаева, С.А. Лаухин и др.). Постоянным членом подкомиссии по стратиграфии квартера (SEQS) является А.С. Тесаков, активно участвующий в обсуждении проблемы о статусе квартера и положении его нижней границы. В работе этой комиссии принимают участие также А.Н. Симакова, А.К. Маркова.

В работе комиссии ИНКВА по древнему человеку принимает участие А.А. Величко.

Ю.А. Лаврушин является членом Совета национальных организаций ИНКВА.

В конце 2011 г. были разработаны основные направления повышения эффективности связей Комиссии по изучению четвертичного периода с подразделениями ИНКВА, которые были направлены в Президиум РАН.

**д. Об основных направлениях дальнейшей деятельности Комиссии.**

В работе Комиссии периодически происходит смена основных направлений исследований. В настоящее время наиболее актуальными являются разработка приоритетных направлений исследований, которые, как представляется, будут иметь первостепенное значение в ближайшие десятилетия.

Четвертичный период – это своеобразный мост между геологическим прошлым, современностью и будущим. Поэтому детальное познание геологических процессов квартера, свойственных ему природных катастроф, становится весьма актуальным для разработки соответствующих прогнозов в развитии природной среды, учет которых может оказаться важным для народнохозяйственной деятельности. Таким образом, современное учение о четвертичном периоде приобретает новые черты, не свойственные для него в более ранние этапы формирования.

В области стратиграфии предполагается обратить внимание исследователей на необходимость создания более детальных стратиграфических схем с привлечением не только традиционных методов исследования, но также новейших физических методов определения важнейших возрастных рубежей. Одновременно первоочередной задачей становится создание принципиально новой событийно-календарной стратиграфии и палеоклиматологии раннего и позднего плейстоцена, что весьма актуально, учитывая понижение нижней границы квартера до уровня 2,58 млн лет.

В области событийной геологии, несомненно, должно продолжаться изучение и создание мониторинга проявления экстремальных природных катастрофических процессов, многие из которых имеют глобальное значение. В первую очередь к ним относятся палеогидрологические, седиментационные катастрофы, резкие кратковременные палеоландшафтные перестройки, палеоботанические и палеозоологические критические уровни, природные пожары и т. д. Подобный подход предполагает синтез наших знаний в области различных направлений изучения квартера.

В области изучения генетических типов континентальных отложений становится актуальным исследование отложений разного типа гравитационных потоков. Это открывает новые перспективы в разработке теории седиментогенеза континентальных потоков и учения о генетических типах в целом, что способствует познанию и открытию закономерностей формирования многих типов отложений и приуроченных к ним полезных ископаемых, а также пространственного распространения в толщах четвертичных отложений инженерно-геологических свойств.

К приоритетным направлениям исследований относится корреляция событий на суше, прилегающем шельфе и дне океана, являющимся важнейшим инструментом для перехода к построению наиболее надежных, глобальных, сопоставлений геологических процессов. С другой стороны, познание океанско-атмосферных событий и установление на геохронологической основе их корреляционных связей с местными природными особенностями на суше позволяет подойти к выявлению причинно-следственных связей между

ними. Речь может идти об отражении в природной среде суши динамики океанских течений и их изменений, меняющейся структуры водной толщи и взаимосвязи с меняющимися атмосферными процессами. При этом имеется в виду типы, изменчивость динамики и направленность воздушных масс, пространственное размещение и миграция фронтальных зон и т.д.

Очень важным элементом исследований в учении о четвертичном периоде является изучение неотектоники. В последние десятилетия это направление базировалось в основном на исследовании орогенных сооружений и в значительной степени использовались геоморфологические геоиндикаторы. Это позволило создать элементы концепции современной геодинамики, что важно для понимания многих геологических событий в прогностических целях. До сих пор в меньшей степени оказалась изученной неотектоника платформенных областей, которая должна основываться не только на геоморфологических признаках, структурных исследованиях, но и на геологии четвертичных отложений. С целью создания глобальной концепции современной неотектоники приоритетным направлением является познание закономерностей геодинамического взаимодействия орогенных и платформенных областей.

Важным направлением является создание особого направления – археологической геологии или геоархеологии, своеобразной микрогеологии, позволяющей в ряде случаев воссоздать природную среду обитания первобытного человека, а также познать закономерности причин возникновения и пространственной концентрации ранних этапов историко-геологических центров антропогенных сообществ и их геологической истории.

Естественно, определенные интересы исследователи четвертичного периода имеют в областях современного вулканизма, где работы проводятся обычно совместно с вулканологами.

# ПОТЕРИ НАУКИ

# ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ МАКАРОВ (1937–2011)

12 августа 2011 г. после тяжёлой болезни скончался Владимир Иванович Макаров, заслуженный деятель науки Российской Федерации, лауреат Государственной премии, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией эндогенной геодинамики и неотектоники Института геоэкологии РАН.

В.И. Макаров родился 28 декабря 1937 г. в г. Гуково Ростовской области в семье шахтёра. Он не помнил своего отца, поскольку тот был репрессирован и расстрелен прежде, чем его младший сын появился на свет. Братья-шахтёры употребили все усилия, чтобы их «младший» смог окончить среднюю школу с золотой медалью и поступить на Геологический факультет МГУ. После его успешного окончания в 1960 г. по специальности «геология и поиски месторождений полезных ископаемых» и непродолжительной работы в «Аэрогеологии» В.И. Макаров перешёл в научно-исследовательский сектор Геологического факультета МГУ, в группу Н.П. Костенко. Здесь ему предстояло решить первую серьёзную научную задачу, и он блестяще с ней справился. Развивая идеи С.С. Шульца, В.И. Макаров, вместе с Н.В. Макаровой и Л.И. Соловьёвой, исследовал неотектонику Центрального Тянь-Шаня. Он изучил особенности строения деформированной неотектоническими движениями исходной поверхности выравнивания, выделил ярусы олигоцен-эоплейстоценового рельефа и четвертичные террасы, сопоставил их с новейшими молассовыми отложениями, детально описав их и внеся вклад в датирование этих отложений. Результаты работы, защищённые в качестве кандидатской диссертации, опубликованы в книге В.И. Макарова «Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня» (1977), остающейся до сих пор важнейшим пособием в изучении неотектоники региона.

В 1972 г. В.И. Макаров поступил на работу в Геологический институт АН СССР (РАН), во вновь созданный Кабинет неотектоники и дешифрирования космических снимков Земли, в 1991 г. преобразованный в Лабораторию неотектоники и современной геодинамики. Овладев методами анализа космических изображений Земли как нового инструмента геологического исследования, В.И. Макаров сосредоточил внимание на изучении линеаментов, как отражения глубинной делимости земной коры, показал значение космических снимков в познании неотектоники регионов с разным строением и разной предысторией (Космическая информация в геологии, 1983). Сопоставление

материалов дешифрирования космических снимков, результатов геолого-геоморфологических исследований новейшей структуры и геофизических данных позволило В.И. Макарову выявить различия проявлений неотектоники на разных уровнях земной коры и тем самым обосновать тектоническую расслоенность литосферы на неотектоническом этапе её развития (Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов, 1982). За участие в разработке учения о тектонической расслоенности литосферы В.И. Макаров в составе группы учёных Геологического института РАН был удостоен в 1995 г. Государственной премии РФ. Это новое направление исследований, защищённое В.И. Макаровым в качестве докторской диссертации, он успешно развивал как в нашей стране, так и за рубежом, будучи членом Советско-американской рабочей группы по изучению природной среды с помощью космических средств и членом Рабочей группы социалистических стран по изучению природных ресурсов Совета «Интеркосмос». В.И. Макаров был одним из организаторов уникального аэрокосмогеологического эксперимента «Тянь-Шань-Интеркосмос-88», при котором летом 1988 г. съёмки с различных космических и самолётных носителей сочетались с наземными геологическими и геофизическими наблюдениями учёных из СССР, ГДР, Болгарии, Венгрии, Монголии, Польши и Чехословакии. Полученные результаты стали важным вкладом в познание динамики современных тектонических процессов.

В 1991 г. В.И. Макаров возглавил Лабораторию неотектоники и дистанционного зондирования (с 1996 г. эндогенной геодинамики и неотектоники) Института геоэкологии РАН. С этого времени его исследования развивались в двух главных направлениях. Во-первых, В.И. Макаров продолжил изучение и обобщение данных по неотектонике Тянь-Шаня и сопредельных территорий [Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия), 2005]. Важным вкладом в познание современной геодинамики региона явились космогеодезические (GPS) измерения современных движений Тянь-Шаня на созданной под руководством В.И. Макарова сети наблюдений и его участие в интерпретации поперечного сейсмического профиля земной коры Центрального Тянь-Шаня. Во-вторых, В.И. Макаров выполнил разнообразные исследования четвертичной геологии, геоморфологии и неотектоники Окско-Донского региона Восточно-Европейской платформы и области её сочленения со Скифской плитой (Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, 2006). Итогом работ по изучению платформенных территорий явились выделение современных геодинамически активных зон платформ (Геоэкология, 2007, № 2) и обобщение данных о современной геодинамике Восточно-Европейской платформы (Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы, 2003). Как крупнейший специалист по неотектонике платформ В.И. Макаров участвовал в экспертизах геодинамической опасности для Москвы, атомных электростанций и других важных народнохозяйственных объектов. Выделенные им современные геодинамически активные зоны стали частью сейсмотектонической основой для нового комплекта карт сейсмического районирования России ОСР-2012.

Результаты научных исследований В.И. Макарова неоднократно докладывались на заседаниях Комиссии по изучению четвертичного периода, активным членом которой он являлся. В работе и научном общении В.И. Макаров неизменно сочетал дружелюбие, корректность и научную принципиальность. Он воспитал достойную научную смену.

Друзья и коллеги навсегда сохранят светлую память о нём.

# ВЛАДИМИР ДАВЫДОВИЧ ТАРНОГРАДСКИЙ (1931–2011 гг.)

2 июня 2011 г. на 80-м году ушел из жизни Владимир Давыдович Тарноградский – ведущий научный сотрудник Всероссийского научно-исследовательского геологического института им А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), крупный ученый, известный своими работами по геологии квартера и региональными исследованиями Западной Сибири.

Владимир Давыдович родился в г. Орджоникидзе (Владикавказ) Северо-Осетинской АССР в семье известного биолога, профессора кафедры зоологии Северо-Осетинского Сельскохозяйственного института Д.А. Тарноградского, директора Северо-Кавказской гидробиологической станции.

Профессиональные особенности работы отца, связанные с натурными наблюдениями, экскурсиями, развили с малых лет у Владимира Давыдовича живой интерес к окружающей природе. В 1949 г. после окончания школы он поступил на географический факультет Ленинградского Государственного Университета (СПбГУ). Уже в студенческие годы у Владимира Давыдовича проявилось стремление к научно-исследовательской работе. В.Д., начиная со второго курса, стал председателем и активным участником работы студенческого научного кружка. В 1954 г. Владимир Давыдович окончил обучение в Университете и был распределен на кафедру геоморфологии. С 1954 по 1963 гг. В.Д. принимал участие в работах Центральной и Западно-Сибирской экспедициях ВСЕГЕИ, где под руководством С.Г. Боча занимался изучением четвертичных отложений и геоморфологии Северного Урала в связи с оценкой перспектив этого региона на алмазоносность, а также – в изучении и картировании четвертичного покрова Западной Сибири под руководством И.И. Краснова.

В 1964 г. Владимир Давыдович поступил на работу в отдел четвертичной геологии и геоморфологии ВСЕГЕИ на должность младшего научного сотрудника. В стенах этого отдела прошла вся его дальнейшая творческая жизнь. В 1965 г. он успешно защитил кандидатскую диссертацию на тему «Стратиграфия плейстоцена юго-западной части Западно-Сибирской низменности», в 1976 г. был переведен на должность старшего научного сотрудника, а в 2000 г. стал ведущим научным сотрудником.

Западно-Сибирская равнина явилась основным объектом его многолетних детальных комплексных исследований, проходивших в основном с участием Ф.А. Каплянской. Благодаря своим работам Владимир Давыдович до настоящего времени остается крупнейшим специалистом в области четвертичной геологии этого региона.

Творческие интересы и направления научно-исследовательской деятельности Владимира

Давыдовича чрезвычайно разнообразны: это разработка стратиграфических схем квартера и вопросов стратиграфической классификации и номенклатуры, совершенствование палеокриологических, структурно-генетических методов, гляциальной седиментогенез, наземных и подземных оледенений Западной Сибири, составление карт четвертичных отложений.

С его участием составлены практически все крупные изданные карты четвертичных отложений, подготовленные в Отделе: Карта четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности масштаба 1:1 500 000 (1961 г.), Карта четвертичных отложений европейской части СССР и прилегающих территорий масштаба 1 : 1 500 000 (1971 г.), Международная Карта четвертичных отложений Европы масштаба 1 : 2500 000 (1995 г.), Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 2 500 000 (1976 г.), Карта четвертичных образований России масштаба 1 : 5 000 000 (2001 г.), Карта четвертичных отложений территории Российской Федерации масштаба 1 : 2500 000 (2010 г., подготавливается к изданию), рукописная Карта четвертичных образований Таймырского Автономного Округа масштаба 1: 1000 000 (2003 г.), а также электронные карты – Карта ресурсного потенциала четвертичных образований России масштаба 1: 5000 000 (2005 г.) и Геоморфологическая карта Кавказа масштаба 1: 1000 000 (2007 г.).

Наряду с этим Владимир Давыдович принимал активное участие в методическом обеспечении работ по картированию четвертичных отложений в рамках программы «Госгеолкарта». С его участием подготовлены соответствующие разделы инструкций по составлению и подготовке к изданию листов ГГК РФ масштаба 1: 200 000 (1995 г.) и 1 : 1 000 000 (2003 г.).

В последнее десятилетие Владимир Давыдович уделял серьезное внимание внедрению в геологическую картографию компьютерных технологий, использованных им для разработки эталонной базы изобразительных средств ГГК – 200/2 и 1000/3 и типовой легенды геоморфологических карт и схем масштаба 1:1000 000.

За достижения в области изучения и картографирования четвертичных отложений Владимир Давыдович в 2007 г. был награжден Министерством природных ресурсов РФ знаком «Отличник разведки недр».

Владимир Давыдович автор и соавтор более 150 публикаций, из которых две монографии (в соавторстве с Ф.А. Каплянской): «Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша» (1974 г.) и «Гляциальная геология» (1993 г.). Кроме того, он участвовал в таких базовых для квартера коллективных монографиях как «Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2» (1984 г.) и «Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений» (1987 г.).

Выполнению на высоком профессиональном уровне такого огромного объема разноплановых научных исследований в области четвертичной геологии Владимиру Давыдовичу способствовали его личные качества: организаторский талант, творческая неутомимость, энциклопедическая эрудиция, широта научных взглядов, принципиальность в решении дискуссионных научных вопросов.

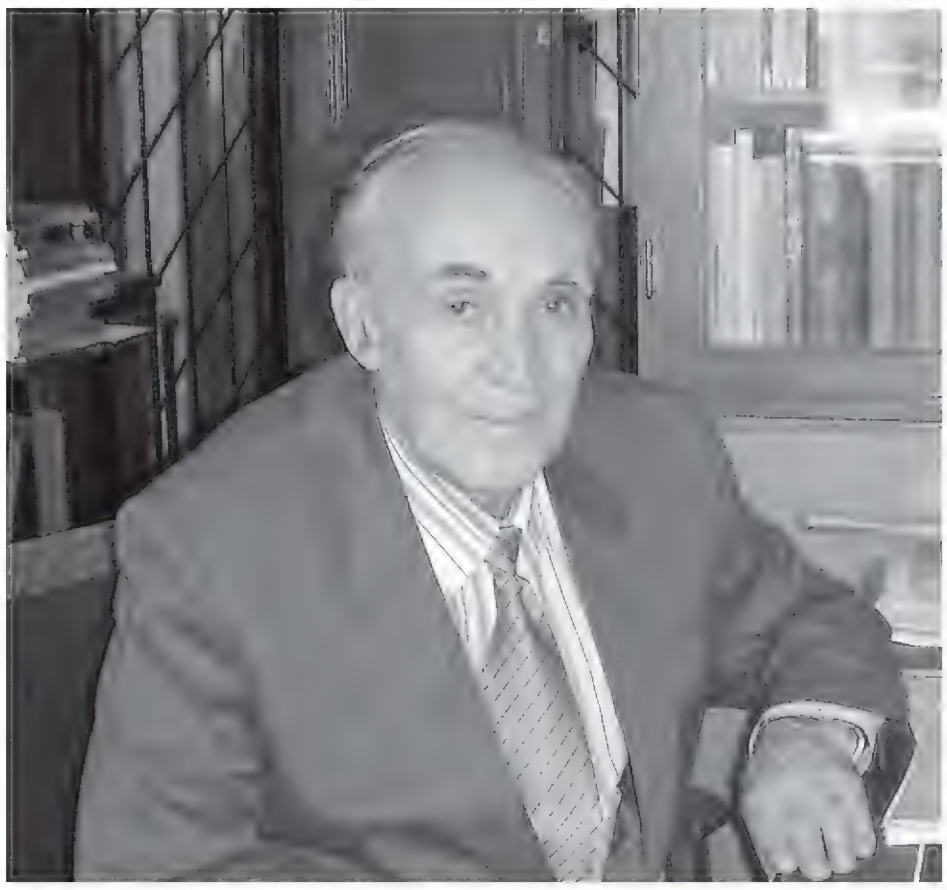
Благодаря этим качествам, сочетавшимися с доброжелательностью, щедростью в общении с коллегами, исключительной порядочностью Владимир Давыдович был востребован и в сфере научно-организационной и общественной деятельности. Он участвовал в одной из Комиссий ИНКВА, был председателем Плейстоценовой комиссии Географического общества СССР, членом СибРМСК, членом бюро Комиссии МСК по четвертичной системе, членом Международной комиссии по ледниковым отложениям ИНКВА, принимал активное участие в работе НРС Мингео СССР. Владимир Давыдович вел большую консультационную работу, был оппонентом многих диссертаций, активным участником многих Всесоюзных, Республиканских, Российских, межведомственных и международных совещаний, конференций, конгрессов, симпозиумов по четвертичной геологии, геоморфологии и гляциологии.

Все, кто работал и общался с Владимиром Давыдовичем, навсегда сохранят светлую память об этом ярком, талантливом, доброжелательном человеке, крупном ученом отечественной геологической школы, преемником традиций ГЕОЛКОМА – ВСЕГЕИ. Труды Владимира Давыдовича еще долгие годы будут служить развитию четвертичной геологии России.

*Бюро Комиссии по четвертичной системе МСК,*
*Отдел четвертичной геологии и геоморфологии ВСЕГЕИ*
*Комиссия Отделения наук по Земле РАН по изучению четвертичного периода*

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 71, 2011 г.

# АНДРЕЙ АЛЕКСЕЕВИЧ ЧИСТЯКОВ (1930–2011)



11 февраля 2011 года скоропостижно скончался Андрей Алексеевич Чистяков – выдающийся геолог-четвертичник, доктор геолого-минералогических наук, профессор геологического факультета МГУ.

А.А. Чистяков являлся выдающимся специалистом в области четвертичной геологии и геоморфологии. Андрей Алексеевич работал в самых разных регионах нашей страны и Мира. Размах его опыта и знаний о строении четвертичных отложений – от высокогорных районов Киргизии до глубоководных конусов выноса, от Черного моря до Индийского океана. Он работал на Тянь-Шане, Памире, в Предкавказье, Западном Прикаспии, занимался геоморфологическими исследованиями на равнинах Инда, Брахмапутры и в Бенгальской дельте.

Андрей Алексеевич занимался геологической съемкой четвертичных отложений в районах Иссыккульской впадины, хребтах Терскей-Алатау, Кунгей-Алатау и др. Тема его кандидатской диссертации (1958 г.) «Новейшая тектоника и геоморфология восточной части бассейна р. Зеравшан».

Андрей Алексеевич изучал многие генетические типы четвертичных отложений, как континентальных, так и морских. Особое внимание им уделялось изучению условий формирования и фациальной дифференциации аллювия. Многолетняя работа в долинах горных рек позволила в 1975 году защитить докторскую диссертацию на тему «Аллювий горных и подгорно-равнинных рек», которая была издана в виде отдельной монографии («Горный аллювий», Недра, 1978). Результаты изучения речных дельт и глубоководных конусов выноса были опубликованы в монографиях «Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов выноса» (ВИНИТИ, 1980) и «Речные дельты» (Гидрометеоиздат, 1986).

Андрей Алексеевич много занимался изучением четвертичных отложений и структурной геоморфологией зоны сочленения континента и океана. Разработал методику структурно-геоморфологических исследований на подводных окраинах континентов для оценки перспектив их нефтегазоносности. Исследовал глубоководные районы Мирового океана в связи с выявлением месторождений железо-марганцевых конкреций, сульфидных руд и металлоносных осадков. Основные результаты этих исследований были опубликованы в монографиях: «Основы методики структурно-геоморфологических исследований при нефтегазопоисковых работах» (Недра, 1978), «Структурная геоморфология континентальных окраин» (Недра, 1983), «Осадконакопление на подводных окраинах материков» (ВИНИТИ, 1984), «Четвертичная геология материковых окраин» (Недра, 1986), «Проблемы динамической седиментологии» (ВИНИТИ, 1989).

В соавторстве с В.И. Макаровым и Н.В. Макаровой им был подготовлен и в 2000 г. издан учебник «Четвертичная геология», который явился новым крупным обобщением современных знаний по четвертичной геологии. Авторы учебника стали победителями конкурса президентской программы «Государственная поддержка интеграции высшего образования и фундаментальной науки».

По учебнику продолжают учиться все новые поколения студентов.

Всего А.А. Чистяковым было опубликовано около 300 научных работ.

С 1989 А.А. Чистяков – профессор кафедры исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Разработал и читал несколько крупных курсов лекций для студентов различных специальностей: «Четвертичная геология», «Фациальный анализ и геология четвертичных отложений», «Четвертичные отложения континентов», «Четвертичная геология и осадконакопление», «Методы изучения и геологического картирования четвертичных отложений» – на геологическом факультете, а также курс «Геология антропогена» на биологическом факультете. Для всех этих курсов им были составлены методические пособия, программы, контрольные работы.

Коллеги и студенты ценили в лекциях профессора Чистякова ясность, логичность и доступность изложения материала. Андрей Алексеевич особое внимание в своих лекциях уделял связи с другими дисциплинами, практической значимости изучаемого материала. Андрей Алексеевич всегда очень уважительно, но и требовательно относился к студентам.

Андрей Алексеевич был широко эрудированным специалистом, всегда охотно делился с коллегами своим огромным опытом. Он многократно выступал оппонентом на заседаниях Ученого совета при защитах кандидатских и докторских диссертаций.

Работать с Андреем Алексеевичем всегда было очень интересно. Его открытость, дружелюбие, оптимизм и чувство юмора способствовали созданию в коллективе радостной и творческой атмосферы.

*Бюро Комиссии по изучению четвертичного периода*

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 71, 2011 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

*В.С. Шейнкман* АБСОЛЮТНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ.....5

*А.В. Панин, Е.Ю. Матлахова, Ю.Р. Беляев, Ж.-П. Бульярт, Л.Ф. Дубис, А. Мюррей, О.М. Пахомова, Е.В. Селезнева, В.В. Филиппов* ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРРАС В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА.....47

*А.Л. Чепалыга, Н.К. Анисюткин, Т.А. Садчикова* ДРЕВНЕЙШАЯ В ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА БАЙРАКИ НА ДНЕСТРЕ: ВОЗРАСТ, ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ, АРХЕОЛОГИЯ.....75

*В.Ф. Салтыков* СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРОПРИКАСПИЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ.....95

*В.Ф. Салтыков* ПЛЕЙСТОЦЕН СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ МЕДВЕДИЦЫ (СЕВЕР ВОЛГОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ).....112

*В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова, Т.С. Сколотнева* ГИДРАТЫ ГАЗА НА СУШЕ И ШЕЛЬФЕ АРКТИКИ И ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В КВАРТЕРЕ.....124

*Ю.А. Лаврушин, О.П. Корсакова, В.В. Колька* VII ВСЕРОССИЙСКОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА «КВАРТЕР ВО ВСЁМ ЕГО МНОГООБРАЗИИ. ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ, ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ, НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ».....135

*Ю.А. Лаврушин, И.М. Хорева, И.А. Чистякова* О РАБОТЕ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА В 2010–2011 гг.....138

ПОТЕРИ НАУКИ

ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ МАКАРОВ (1937–2011 гг.).....141

ВЛАДИМИР ДАВЫДОВИЧ ТАРНОГРАДСКИЙ (1931–2011 гг.).....143

АНДРЕЙ АЛЕКСЕЕВИЧ ЧИСТЯКОВ (1930–2011 гг.).....145

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY
№ 71, 2011

## CONTENTS

*V.S. Sheinkman* ABSOLUTE DATING OF QUATERNARY SEDIMENTS – ACTUAL SITUATION AND FOLLOWING DEVELOPMENT..... 5

*A.V. Panin, E.Yu. Matlakhova, Yu.R. Belyaev, J.-P. Bul'yart, L.F. Dubis, A. Murrey, O.M. Pakhomova, E.V.Selezneva, V.V. Filippova* SEDIMENTATION AND RIVER VALLEY TERRACE FORMATION IN THE RUSSIAN PLAIN CENTER IN THE SECOND HALF OF LATE PLEISTOCENE ..... 47

*A.L. Chepalyga, N.K. Anisyutkin, T.A. Sadchikova* THE MOST ANCIENT IN EASTERN EUROPE PALEOLITHIC SITE BAIRAKI ON THE DNESTR RIVER: AGE, PALAEOLANDSCAPES, ARCHEOLOGY..... 75

*V.F. Saltykov* PLEISTOCENE STRATIGRAPHY FOR THE NORTH CASPIAN AREA..... 95

*V.F. Saltykov* PLEISTOCENE FOR THE MEDVEDITSA RIVER MIDDLE COURSE (NORTH OF VOLGOGRAD AREA)..... 112

*V.A. Drouchits, T.A. Sadchikova, T.S. Skolotneva* GAS HYDRATES ON THE ARCTIC LAND AND SHELF AND THE QUATERNARY ENVIRONMENT CHANGE ..... 124

*Yu.A. Lavrushin, O.P. Korsakova, V.V. Kolka* VII ALL-RUSSIAN QUATERNARY CONFERENCE «THE QUATERNARY IN ALL OF ITS VARIETY, BASIC ISSUES, RESULTS, AND MAJOR TRENDS OF FUTURES RESEARCH»..... 135

*Yu.A. Lavrushin, I.M. Khoreva, I.A. Chistyakova* REPORT ON THE ACTIVITIES OF THE COMMISSION OF THE EARTH SCIENCE DIVISION RAS ON QUATERNARY RESEARCH FOR 2010–2011 ..... 138

THE SCIENTIST LOST

VLADIMIR IVANOVICH MAKAROV (1937–2011)..... 141

VLADIMIR DAVYDOVICH TARNOGRADSKIY(1931–2011.)..... 143

ANDREY ALEKSEEVICH CHISTYAKOV (1930–2011)..... 145

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА № 67

ООО "Издательство ГЕОС": 125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.

Подписано к печати 15.06.2012. Формат 62x94 1/8. Бумага офсет № 1, 80 г/м$^2$. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 18,5. Тираж 250 экз.

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО "ПК "Зауралье"
640022, г.Курган, ул. К.Маркса, 106.

148

Blank Page Digitally Inserted